

Міністерство освіти і науки України
Кам'янець-Подільський національний університет
імені Івана Огієнка
Природничий факультет
Кафедра географії та методики її викладання

Любинський О.І., Придеткевич С.С.

КУРС ЛЕКЦІЙ ІЗ ЗАГАЛЬНОГО ЗЕМЛЕЗНАВСТВА

Кам'янець-Подільський
2019

УДК 911.2 (075.8)

ББК 26.820 я7

Л 93

*Рекомендовано до друку науково-методичною радою
природничого факультету
Кам'янець-Подільського національного університету
імені Івана Огієнка
(протокол № 11 від 31 жовтня 2018 року)*

Рецензенти:

Сивий М.Я. – доктор географічних наук, професор, завідувач кафедри географії та методики її навчання Тернопільського національного університету імені Володимира Гнатюка;

Чернюк Г.В. – кандидат географічних наук, доцент кафедри географії та методики її викладання Кам'янець-Подільського національного університету імені Івана Огієнка.

Любинський О.І., Придеткевич С.С.

Л 93 Курс лекцій із загального землезнавства. – Кам'янець-Подільський : Видавничо-поліграфічне підприємство «Апостроф», 2019. – 186 с.

Курс лекцій відповідає програмі навчального курсу «Загальне землезнавство». Висвітлює основний об'єкт вивчення загального землезнавства – географічну оболонку, а саме подається детальний опис основних її геосфер. Курс лекцій розкриває основні розділи навчальної програми з врахуванням і систематизацією накопичених до теперішнього часу географічних знань. Він є базовим для подальшого вивчення галузевих та приватних дисциплін фізико-географічного циклу. Курс лекцій розрахований для студентів, які навчаються на географічних спеціальностях та для спеціальностей, на яких вивчається дисципліна «Загальне землезнавство»

УДК 911.2 (075.8)

ББК 26.820 я7

Курс лекцій присвячується пам'яті **О.Л. Лясоги**, кандидата географічних наук, доцента, доцента кафедри географії та методики її викладання, яка багато років працювала над відновленням географічної науки Кам'янець-Подільського національного університету імені Івана Огієнка, була чудовим педагогом, чуйною, доброзичливою та щирою людиною.

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНІ УЯВЛЕННЯ ПРО ВСЕСВІТ І СОНЯЧНУ СИСТЕМУ	5
ФОРМА ТА РОЗМІРИ ЗЕМЛІ.....	10
ЗОБРАЖЕННЯ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ.....	12
РУХИ ЗЕМЛІ ТА ЇХ ГЕОГРАФІЧНІ НАСЛІДКИ	17
ГЕОФІЗИЧНІ ПОЛЯ ЗЕМЛІ: МАГНІТНЕ ТА ГРАВІТАЦІЙНЕ	22
СКЛАД, БУДОВА ТА ЗНАЧЕННЯ АТМОСФЕРИ.....	25
РАДІАЦІЯ В АТМОСФЕРІ.....	29
ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ ТА ПОВІТРЯ	33
ВОДА В АТМОСФЕРІ.....	42
ПОВІТРЯНІ МАСИ Й АТМОСФЕРНІ ФРОНТИ.....	54
АТМОСФЕРНИЙ ТИСК. ВІТРИ.....	58
ПОГОДА ТА КЛІМАТ	69
ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ГІДРОСФЕРУ	78
СВІТОВИЙ ОКЕАН.....	83
ВОДИ СУШІ.....	104
БУДОВА ЗЕМЛІ, СКЛАД І СТРУКТУРА ЗЕМНОЇ КОРИ, ЇЇ РОЗВИТОК.....	125
РЕЛЬЄФ І РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ.....	138
МОРФОТЕКТОНІЧНИЙ РЕЛЬЄФ СУШІ	145
МОРФОСКУЛЬПТУРНИЙ РЕЛЬЄФ СУШІ.....	152
РЕЛЬЄФ ДНА СВІТОВОГО ОКЕАНУ.....	179

ЗАГАЛЬНІ УЯВЛЕННЯ ПРО ВСЕСВІТ І СОНЯЧНУ СИСТЕМУ

1. Поняття про Всесвіт.
2. Будова і склад Сонячної системи.
3. Основні віхи вивчення Всесвіту.

Земля — колыска людської цивілізації та наш спільний дім. Земля є частиною Всесвіту і тому відчуває могутню космічну дію. Особливо великий вплив на Землю Сонця та Місяця, а також процесів, що з ними пов'язані.

Всесвіт складається з безлічі космічних тіл, які завдяки тяжінню утворюють системи різної складності: планети з супутниками, Сонячна система, наша зоряна система — Галактика (більше 100 млрд. зірок), Метагалактика, Всесвіт.

Основними складовими Всесвіту є зорі — самосвітні тіла, в яких міститься близько 98 % космічної речовини. Зі шкільного курсу астрономії відомо, що **зірки** — величезні розжарені газові кулі, що складаються з водню та частково гелію, які при високій температурі знаходяться в іонізованому стані. Зірки різні за температурою, розмірами, масою, густиною, кольором, потужністю випромінювання, світимістю, блиском і т.д.

Ще в давнину небо було умовно розділене на ділянки, що одержали назву **сузір'їв**, у яких яскраві зірки групуються у неповторні конфігурації, що допомагає легко знайти їх на небосхилі. Близькість зірок у сузір'ях — явище уявне. Насправді вони знаходяться дуже далеко один від одного, але на малих кутових відстанях. На теперішній час виділено 88 сузір'їв. З них 12 називають зодіакальними — Козеріг, Водолій, Риби, Овен, Телець, Близнюки, Рак, Лев, Діва, Терези, Скорпіон, Стрілець. На їх фоні проходить видимий шлях Сонця протягом року — **екліптика**, який є віддзеркаленням руху Землі по орбіті навколо Сонця.

До складу Сонячної системи входять Сонце, 9 великих планет, більше 60 супутників планет, малі планети — астероїди, комети, метеори і метеорні потоки, космічний пил.

Сонце (від грец. *helios* — Сонце) — центр нашої планетної системи, джерело тепла та світла, джерело життя на Землі. Сонце — рядова жовта зірка середньої величини, що обертається навколо своєї осі з меншою швидкістю в екваторіальних геліоширотах (25,4 земних діб), з більшою — у приполярних (30 діб). Сонце знаходиться від Землі в середньому на відстані 149,6 млн. км (**однієї астрономічної одиниці** — 1 а.о.). Діаметр Сонця в 109 разів більший діаметру Землі, об'єм його в 1 300 000 разів більше об'єму Землі, густина речовини майже в 4 рази менша густини Землі, прискорення сили тяжіння в 28 разів більше, ніж на Землі, температура його поверхні близько 6 000 градусів.

Сонце випромінює величезну кількість енергії, але Земля одержує лише одну двохмільярдну її частину. Джерелом сонячної енергії служать ядерні перетворення водню в гелій у центральних частинах Сонця, де температура перевищує 10 тис. градусів. Сонячна радіація являє собою сукупність корпускулярного і електромагнітного випромінювань. Корпускулярна складова — потік плазми, що складається з протонів і електронів, тобто **сонячний вітер**,

що досягає через добу навколоземного простору, майже повністю оточує магнітосферу Землі. Електромагнітна радіація (промениста енергія Сонця) проникає в атмосферу у вигляді прямої та розсіяної радіації до земної поверхні, забезпечуючи існуючу термодинамічну ситуацію.

Сонячна активність схильна до циклічних коливань: роки «активного Сонця» чергуються з роками «спокійного Сонця». В середньому активність всіх процесів на Сонці змінюється з періодом 11 років. Але окрім одинадцятилітніх циклів відзначають 22-річні, вікові через 80-90 років і більше. Знайдено відповідність між найбільш вивченим одинадцятилітнім циклом сонячної активності та багатьма фізико-хімічними явищами, що відбуваються в магнітосфері й іоносфері (магнітні бурі, полярні сьйва), нижніх шарах атмосфери (зміна тиску, кількості опадів, погоди в цілому), літосфері, гідросфері та біосфері.

Механізми зв'язків між діяльністю Сонця і земними організмами були досліджені в 20-х рр. ХХ ст. А.Л. Чижевським, який заклав основи нової науки — геліобіології. Синхронність прояву геліофізичних і геофізичних процесів говорить про їх причинно-наслідкові зв'язки. На теперішній час взаємозв'язки сонячних і земних процесів систематично вивчаються не тільки наземними «службами Сонця», але і за допомогою космічних станцій.

Планети. До складу Сонячної системи входять 8 великих планет (*від грец. planetes — блукаючий*): Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон. Сонце, являючись еволюційним, динамічним і фізичним центром нашої планетної системи, визначає як загальні особливості планет, так і багато їх специфічних властивостей. Усі планети кулясті, складаються з концентричних сфер, що розрізняються складом і будовою речовини. Всі вони обертаються навколо Сонця в тому ж, так званому прямому напрямі, що і Сонце, тобто проти годинникової стрілки для спостерігача, що дивиться з боку Північного полюса. У такому ж напрямі відбувається й осьове обертання більшості планет (крім Венери та Урану). Орбіти більшості планет близькі формою до кола і лежать приблизно в одній площині, близькій до площини сонячного екватора. Проміжки між їх орбітами закономірно збільшуються приблизно в 2 рази по мірі віддалення від Сонця. Всі планети світяться відображенням від Сонця світлом і переміщуються на фоні сузір'їв.

Планети за розмірами, хімічним складом, густиною та іншими природними властивостями поділяються на дві групи: внутрішню — **планети земного типу** і зовнішню — **планети-гіганти типу Юпітера**.

До внутрішньої групи планет відносяться Меркурій, Венера, Земля, Марс. Усі вони невеликі за величиною та масою тверді тіла, що складаються з кремнію, заліза та інших важких елементів із великою густиною. Вони мають незначні за масою атмосфери (у Меркурія її немає). Всі планети повільно обертаються навколо осі й тому мають невелике полярне стиснення, але володіють великою швидкістю орбітального руху. Примітна риса поверхні планет земної групи та їх супутників — кільцеві структури різного розміру (вулкан Олімп на Марсі більше 25 км. висоти) та походження (тектонічного, метеоритного). На поверхні Землі кільцеві структури завуальовані завдяки

наявності атмосфери, в якій згорає більшість космічних тіл, а також через вивітрювання та ерозійні процеси. Є на поверхні планет і лінійні структури — гори та розломи (розлом Марінер на Марсі завдовжки більше 4 000 км.). У цих планет усього три супутники — Місяць у Землі, Фобос і Деймос у Марса.

До зовнішньої групи планет відносяться Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун. Всі вони володіють величезними розмірами та великою масою. Ці планети є холодними тілами, складаються з легких елементів (водню, гелію, аміаку та ін.) і мають могутні хмарні атмосфери. Планети-гіганти швидко обертаються навколо осі та мають велике полярне стиснення (найбільше у Сатурна — 1/10), але у них повільний орбітальний рух (у Нептуна 165 років). Всі ці планети оточені кільцями, що складаються з тисяч окремих кілець, утворених кам'яними глибами, їх уламками та пилом. У планет-гігантів багато супутників (в даний час знайдено 60), причому найкрупніший з них — Ганімед Юпітера (близько 5 262 км у діаметрі) більший за Меркурія (4 880 км).

Найвіддаленіша, порівняно недавно відкрита (1930 р.), планета Плутон з супутником Харон слабо вивчена.

До відкриття М. Коперника (XVI ст.) протягом п'ятнадцяти століть панувала *геоцентрична* система світу Птолемея, згідно якої у центрі Всесвіту знаходилась Земля, а Сонце та планети оберталися навколо неї. Система М. Коперника з Сонцем у центрі називається *геліоцентричною*. Згідно вченню М. Коперника (1543 р.), Земля — рядова планета, що рухається разом із іншими планетами по колових орбітах навколо Сонця.

Істинну картину орбіт планет і швидкість їх рухів встановив австрійський астроном І. Кеплер (XVII ст.). Перший закон — про форму планетних орбіт: всі планети рухаються по еліпсах, в одному з фокусів яких, загальним для орбіт всіх планет, знаходиться Сонце. З цього закону виходить, що відстань від планет до Сонця протягом року змінюється. У Землі вона змінюється від 152 млн. км у найвіддаленішій точці орбіти — **афелії** (5 липня) до 147 млн. км у найближчій точці — **перигелії** (2 січня). Другий закон характеризує швидкість руху планет по орбітах: радіус-вектор планети у рівні відрізки часу описує рівновеликі площі. Наслідком з цього закону є зміна швидкості руху планет по орбітах. У Землі при середній швидкості 29,8 км/с вона змінюється від 30,3 км/с поблизу перигелію до 29,3 км/с поблизу афелію. Все це позначається на тривалості днів і ночей, а також на термічних особливостях північної та південної півкуль. У північній півкулі полярний день на полюсі на тиждень довший полярної ночі, а літо довшє за зиму.

І. Ньютон довів, що рух планет підкоряється силі тяжіння, яка пропорційна масам взаємодіючих тіл (Сонця та планети) і обернено пропорційна квадрату відстані між ними. Планети, у свою чергу, викликають прискорення у русі супутників. Хоча взаємне тяжіння планет один до одного і невелике, але і воно викликає відхилення у русі планет — збурення. Найбільші збурення на Землі викликають крупні планети (Юпітер) й особливо близько розташовані тіла (Місяць).

Місяць — природний супутник Землі, що рухається навколо неї по еліптичній орбіті в так званому прямому напрямі на відстані в середньому

384 тис. км (60 радіусів Землі). Середній радіус Місяця 1 738 км. Середня густина місячної речовини $3,3 \text{ г/см}^3$ (земної $5,5 \text{ г/см}^3$). Об'єм Місяця в 50 разів менший об'єму Землі. Маса Місяця складає $1/81$ маси Землі. Сила місячного тяжіння у шість разів слабша земного. Внаслідок близькості Місяця до Землі та його великої маси щодо Землі вони утворюють систему «Земля-Місяць», яку часто називають «подвійною планетою». Їх загальний центр тяжіння — барицентр знаходиться всередині Землі на відстані $0,73$ радіуси від її центру. Навколо цього центру обертаються обидва члени системи «Земля-Місяць» і саме барицентр спричиняє їх рух по орбіті навколо Сонця.

Місяць обертається навколо своєї осі в ту ж сторону, що й Земля. Вісь обертання Місяця нахилена до площини місячної орбіти на кут $83^{\circ}22'$. Площина орбіти Місяця не співпадає з площиною орбіти Землі та нахилена до неї під кутом $5^{\circ}9'$. Місяць перетинає орбіти Землі та Місяця називають вузлами місячної орбіти. Період осевого обертання Місяця й відповідно однакового положення Місяця на небесній сфері серед зірок називають **сидеричним (зоряним) місяцем**. Він складає $27,3$ земних діб. Сидеричний місяць співпадає з періодом орбітального обігу Місяця навколо Землі через їх однакову кутову швидкість, тому Місяць обернений до нас завжди однією стороною.

При своєму русі навколо Землі Місяць займає різні положення щодо Сонця. З цим пов'язані різні фази Місяця, тобто різні форми її видимої частини. Основні чотири фази — новий місяць, перша чверть, повний місяць, остання чверть. Лінія на поверхні Місяця, що відділяє освітлену частину Місяця від неосвітленої, називається **термінатором**.

У стадії *нового місяця* Місяць знаходиться між Сонцем і Землею та звернений до нас неосвітленою стороною, тому його не видно. *Перша чверть* — Місяць видно із Землі на кутовій відстані 90° від Сонця, а сонячне проміння освітлює лише праву половину зверненої до нас сторони Місяця. *Повний місяць* — Земля знаходиться між Сонцем і Місяцем. При цьому звернена до нас півкуля Місяця яскраво освітлена Сонцем і Місяць видно як повний диск. *Остання чверть* — Місяць знову видно із Землі на кутовій відстані 90° від Сонця, а сонячне проміння освітлює ліву половину видимої сторони Місяця. У проміжках між цими основними фазами Місяць видно то у вигляді серпа, то як неповний диск. Період повної зміни місячних фаз, тобто період повернення Місяця у первинне положення щодо Сонця і Землі, називають **синодичним місяцем**. Він складає у середньому $29,5$ земних діб. Протягом синодичного місяця на Місяці один раз відбувається зміна дня і ночі. Синодичний місяць більш ніж на 2 діб більше сидеричного, тому що Земля і Місяць обертаються навколо своїх осей в одну сторону — із заходу на схід, і у тому ж напрямку Місяць обертається навколо Землі. Хоча Місяць рухається навколо Землі із заходу на схід, видимий рух Місяця відбувається зі сходу на захід через більшу швидкість обертання Землі в порівнянні з швидкістю руху Місяця по орбіті.

В теперішній час рельєф Місяця достатньо добре вивчений. Видимі неозброєним оком темні ділянки, названі «морями», виявилися обширними безводними низовинними рівнинами (найбільша — «Океан Бур»), а світлі ділянки — «материками» представлені піднятими і гористими ділянками. Основні

планетарні структури місячної поверхні — кільцеві кратери діаметром до 20-30 км і багатокільцеві цирки діаметром від 200 до 1 000 км, облямовані гористими місцевостями. Кільцеві структури мають різне походження — метеоритне, вулканічне, а можливо й комбіноване ударно-вибухове. До лінійних утворень відносяться гірські хребти (Альпи, Карпати тощо) та тектонічні розломи.

Дослідження зразків місячних ґрунтів, доставлених на Землю в 1970-73 рр. американськими астронавтами та радянськими космічними апаратами «Луна -16, -20, -24», показали, що поверхневі уламкові породи Місяця (так званий реголіт) схожі із земними магматичними породами — базальтами.

Припливи та відпливи на Землі. Місяць, будучи найближчим до Землі та великим за масою космічним тілом, має щодо неї найбільшу гравітаційну дію, викликаючи припливи та відпливи у всіх оболонках Землі: гідросфері, літосфері, атмосфері, біосфері. На Землі одночасно існують два припливи в найближчій точці до Місяця та у найвіддаленішій від неї, а також два відпливи в точках, розташованих на кутовій відстані 90° від лінії Місяць–Земля. Оскільки Місяць обертається навколо Землі із заходу на схід і за сонячну добу (24 години) проходить по своїй орбіті $13,2^\circ$, місячну добу — проміжок часу між двома послідовними однойменними кульмінаціями Місяця на будь-якому меридіані Землі виявляються довше за сонячну добу на 50 хв. і рівні 24 год. 50 хв. Протягом місячних діб на Землі бувають два припливи та два відпливи. Повний припливний цикл, тобто зміна рівня води у Світовому океані, де припливи та відпливи найбільш виразні, між послідовними припливами (або відпливами), завершується за 12 год. 25 хв., а між припливом і відпливом проходить 6 год. 12 хв. 30 сек.

Одночасно з місячними припливами бувають і сонячні припливи. Місячні і сонячні припливи, що формуються у стадії нового та повного місяця — це **сизигійні** припливи, а ті, що проявляються в першій та останній чверті — це **квадратурні** припливи. Перші приблизно на 40 % вище других.

Загальнопланетарне значення припливних хвиль полягає у тому, що, переміщуючись зі сходу на захід услід за видимим рухом Місяця, вони гальмують осьове обертання Землі та подовжують добу (на 0,0016 сек. за сторіччя). При цьому змінюється фігура Землі за рахунок повільного зменшення полярного стиснення. Завдяки припливам усі оболонки Землі безперервно пульсують. Вони викликають добові вертикальні зсуви земної поверхні до 50 см, півдобові зміни приземного атмосферного тиску, змінюють умови органічного життя в прибережних частинах Світового океану, формують береги, тобто беруть участь у багатьох природних процесах, а також впливають на господарську діяльність приморських країн.

Сонячні та місячні затемнення. На Землі через певний проміжок часу — так званий **сарос** (18 років 11 діб) — повторюються сонячні (42) і місячні (28) затемнення. Їх спостерігають тоді, коли Сонце, Земля та Місяць знаходяться на одній лінії, тобто коли новий або повний місяць трапляється поблизу вузлів місячної орбіти. У фазу нового місяця Місяць загороджує своїм непрозорим тілом диск Сонця для жителів окремих районів Землі —

відбувається сонячне затемнення (повне, часткове, кільцеподібне). У фазу повного місяця, будучи на одній прямій із Сонцем і Землею, Місяць потрапляє в конусоподібну тінь Землі, — відбувається місячне затемнення, видиме на всій нічній півкулі Землі (повне або часткове).

Питання і завдання для самоконтролю

1. Що таке сузір'я? Наведіть назви п'яти видимих вам сузір'їв літнього, осіннього, зимового та весняного вечірнього неба нашої місцевості.
2. У якому напрямку відбувається видиме добове обертання небесної сфери? Які спостереження Вас у цьому переконують?
3. Чому на картах зоряного неба не вказують положення планет?
4. Дайте порівняльну характеристику планет земної групи та планет-гігантів. Поясніть причини їх відмінностей.
5. Чому Місяць обернений до Землі завжди однією стороною? Що це доводить?
6. У якій стороні горизонту з території України видно Місяць у момент верхньої кульмінації? Прослідкуйте та визначте, в який час доби відбувається верхня кульмінація Місяця в різні фази: нового місяця, першу чверть, повного місяця, останню чверть.

ФОРМА ТА РОЗМІРИ ЗЕМЛІ

1. Уявлення про форму Землі.
2. Докази опуклості та кулястості Землі.
3. Географічні наслідки форми та розмірів Землі.

Земля має кулясту форму. Оскільки людина бачить лише невелику частину Землі, земна поверхня здається їй плоским колом, обмеженим лінією, де небо ніби стикається із землею. Недаремно багатьом стародавнім народам Земля здавалася плоскою.

Фігура та розміри Землі мають велике географічне значення. Теплові пояси обумовлюють закономірну зміну багатьох природних процесів і компонентів у географічній оболонці в напрямку від екватора до полюсів, тобто широтну зональну.

За часів Піфагора (VI ст. до Різдва Христового) стали припускати, що Земля — куля, як і інші планети. Перші докази кулястості Землі належать старогрецькому вченому Аристотелю (IV ст. до Різдва Христового). До них він відносив спостереження за місячними затемненнями, під час яких тінь від Землі, кинута на поверхню Місяця, завжди дископодібна; зміна виду зоряного неба при русі по меридіану; розширення горизонту при піднятті. Поступово уявлення про Землю як про кулю стали ґрунтуватися не на спостереженнях, а на точних розрахунках і вимірюваннях. Першим, хто виміряв величину земної кулі, був старогрецький учений Ератосфен (III-II ст. до Різдва Христового). Він виміряв довжину дуги 1° меридіану, а потім на цій основі розрахував довжину всього кола Землі по меридіану. Вона склала приблизно 40 000 км, що близько до дійсної. Учені Стародавньої Греції мали загалом правильні уявлення про

фігуру та величину Землі. Проте їх карти, що показували розподіл суші та моря на земній поверхні, були дуже недосконалі через нестачу фактичних даних.

В період середньовіччя багато наукових уявлень античних народів про Землю заперечувалися пануючою церквою. Вчення про кулястість Землі в цей період не тільки відкидалося, але й переслідувалось.

З кінця XV ст. почалося відродження, а пізніше й інтенсивний розвиток багатьох наук і культури. Наступив період Великих географічних відкриттів. Христофор Колумб у пошуках західного шляху до Індії відкрив Новий Світ — Америку (1492 р.). Васко да Гама, обігнувши Африку, проклав морський шлях до Індії (1497 р.). Фернандо Магеллан і його супутники зробили перше кругосвітнє плавання (1519-1522 рр.). У цей період сумнівів щодо кулястості Землі вже не було. Тому Землю стали зображати у вигляді об'ємної моделі — глобуса.

Перший глобус, діаметром 0,54 м, був виготовлений німцем Мартіном Бехаймом (1492 р.). За наслідками відкриттів у XVI ст. створювалися численні карти Землі та обширні географічні атласи (їх автори — Р. Меркатор, А. Ортелій). У XVII ст. у багатьох європейських країнах було розпочато детальні зйомки місцевості.

У зв'язку з розвитком знань про природу Землі уявлення про її фігуру продовжували вдосконалюватись. У кінці XVII ст. на підставі робіт Ньютона виникло припущення про те, що зважаючи на осьове обертання земна куля повинна бути сплюснутою біля полюсів.

Подальшими вимірюваннями в XVIII ст. було доведено, що Земля має фігуру сфероїда, або еліпсоїда, сплюснутого (стиснутого) уздовж осі обертання. Це стиснення невелике: екваторіальний радіус Землі довший полярного всього на 21,4 км.

У XIX ст. було встановлено, що фігура Землі складніша. Вона відхиляється від правильної форми сфероїда через неоднорідну будову надр, нерівномірного розподілу мас. Фігура Землі була названа геоїдом («подібним Землі»). Геоїд визначають як фігуру, поверхня якої усюди перпендикулярна напрямку сили тяжіння. Поверхня геоїда співпадає з рівневою поверхнею Світового океану в спокійному стані, умовно продовженої під материками. Підняття й опускання над сфероїдом складають від ± 50 до ± 100 м.

Істинна фізична, або топографічна, поверхня Землі зі всіма її горами та западинами не співпадає з поверхнею геоїда та відступає від нього на декілька кілометрів. Сила тяжіння весь час прагне вирівняти дійсну поверхню Землі, привести її у відповідність з рівневою поверхнею.

Різниця між сфероїдом і геоїдом невелика, тому для геодезичних і картографічних робіт у нашій країні прийняті наступні величини земного еліпсоїда: екваторіальний радіус $a = 6378,2$ км, полярний радіус $b = 6356,8$ км, полярне стиснення $(a-b)/a = 1/298,3$, довжина меридіана — 40008,5 км, довжина екватора — 40075,7 км, площа поверхні Землі 510 млн. км². Для аналізу більшості географічних процесів допустимо приймати Землю за кулю.

В теперішній час науковими доказами кулястості Землі вважаються фотографії та вимірювання з Космосу зі штучних супутників Землі з різних

відстаней і точок траєкторій польотів, а також градусні вимірювання на поверхні Землі та місячні затемнення.

Поступова поява предметів із-за горизонту, збільшення дальності (радіусу) видимого горизонту при підйомі, зміна вигляду зоряного неба при русі по меридіану, освітлення високих частин предметів перед сходом і після заходу Сонця, кругосвітні плавання свідчать лише про опуклість (кулястість) Землі.

Фігура та розміри Землі мають велике географічне значення. Куляста фігура Землі обумовлює зменшення кута падіння сонячних променів на земну поверхню від екватора до полюсів і утворення декількох теплових поясів. Теплові пояси, у свою чергу, разом з іншими чинниками (величиною та масою Землі, певною відстанню її від Сонця) обумовлюють закономірну зміну багатьох природних процесів і компонентів у географічній оболонці по напрямку від екватора до полюсів, тобто широтну зональну.

Розміри та маса Землі зумовлюють таку силу земного тяжіння, яка утримує атмосферу певного складу та гідросферу, без яких неможливе життя. Важлива при цьому і відстань від Землі до Сонця. При ближчому положенні Землі до Сонця, ніж тепер, вона могла б перетворитися на розжарену пустелю, при віддаленішому — набути постійної крижаної оболонки. Таким чином, життя на Землі, виникнення й існування на ній географічної оболонки значною мірою залежать від фігури та розмірів нашої планети, а також відстані її від Сонця.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Як змінювалися уявлення людей про фігуру Землі?
2. Які відомі вам докази кулястості й опуклості Землі?
3. Яке значення розмірів і маси Землі для географічної оболонки?
4. Яке географічне значення кулястої фігури Землі?

ЗОБРАЖЕННЯ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ

1. Глобус. Градусна сітка. Географічні координати.
2. Поняття про горизонт. Способи орієнтування на місцевості.
3. План і карта.
4. Масштаб.
5. Види карт.

Глобус (від лат. *globus* — куля) — зменшена об'ємна модель Землі, яка передає її кулясту форму. На глобусі зберігаються геометричні властивості зображених географічних об'єктів (материків, океанів, річок, озер та ін.) — їх лінійні та площинні розміри, кути та форми. Глобус дає подібне зображення земної поверхні, його масштаб однаковий у всіх місцях. Шкільні глобуси звичайно виготовляють у масштабі 1:50 000 000, тобто 1 см на глобусі відповідає 500 км на земній поверхні. Для визначення відстаней за глобусом необхідно ниткою або смужкою паперу зміряти відстань між заданими пунктами і, знаючи масштаб глобуса, обчислити істинну відстань за допомогою пропорції.

Для визначення положення географічних об'єктів на земній поверхні служить градусна сітка — система меридіанів і паралелей. При добовому обертанні Землі зберігаються дві нерухомі точки — полюси, які служать точками відліку.

Географічні полюси — Північний та Південний — точки перетину уявної осі обертання Землі із земною поверхнею.

Екватор (від лат. *aequator* — рівноподільний) — лінія перетину земної кулі площиною, що проходить через центр Землі перпендикулярно осі її обертання. Екватор ділить земну кулю на дві півкулі: північну та південну. Його довжина близько 40 076 км.

Паралелі (від грец. *parallelos* — ті, що йдуть поряд) — лінії перетину земного еліпсоїда площинами, паралельними площині екватора. Інакше — це лінії на поверхні Землі, проведені паралельно до екватора. Довжина паралелей зменшується від екватора до полюсів, тому довжина дуги 1° різних паралелей неоднакова.

Меридіани (від лат. *meridianus* — полуденний) — лінії перетину земного еліпсоїда площинами, що проходять через вісь обертання Землі та відповідно через обидва її полюси. Повна довжина земного меридіану близько 40 009 км. Довжина 1° меридіану в середньому 111,1 км. Через сплюснутість Землі вона більша (111,7 км) біля полюсів і менша біля екватора (110,6 км). Напрямок меридіана визначається опівдні по найкоротшій тіні вертикальних предметів.

Лінії градусної сітки на глобусі є дугами кіл і перетинаються під прямим кутом. Клітини, утворювані при перетині паралелей і меридіанів, є рівнобедреними сферичними трапеціями. Площа трапецій, розташованих на одній широті, однакова.

Градусна сітка дозволяє визначити місцеположення будь-якої точки на земній поверхні за допомогою географічних координат — широти і довготи.

Географічна широта — кут між площиною екватора та прямовисною лінією в даній точці, по-іншому — кутова відстань точки по меридіану від екватора. Вона змінюється від 0° (екватор) до 90° (полюси). Розрізняють *північну* та *південну* широту. Всі точки, що лежать на одній паралелі, мають однакову географічну широту. На глобусі паралелі підписують на нульовому та 180° -му меридіанах, на картах — на бічних рамках. На практиці географічну широту визначають за небесними світилами з допомогою приладу секстанта. У північній півкулі можна визначити географічну широту за висотою над горизонтом Полярної зірки, яка розташована поблизу Північного полюса. Висота полюса Світу над математичним горизонтом рівна географічній широті місця спостереження.

Географічна довгота — двогранний кут, утворений площиною початкового меридіана та площиною меридіана, що проходить через дану точку, по-іншому — кутова відстань точки від початкового меридіана. За початковий (нульовий) меридіан за міжнародною угодою прийнятий меридіан, що проходить через Гринвічську обсерваторію в передмісті Лондона. На схід від нього — довгота східна, на захід — західна. Довгота змінюється від 0 до 180° . Всі точки, що лежать на одному меридіані, мають однакову довготу. На

глобусі меридіани підписують на екваторі, на картах — на верхній і нижній рамках. На практиці географічну довготу визначають по різниці місцевого часу між нульовим меридіаном і меридіаном пункту спостереження.

Орієнтування на місцевості включає визначення свого місцеположення щодо сторін горизонту та помітних предметів на місцевості, а також визначення напрямку шляху.

Горизонтом називають частину земної поверхні, спостережувану на відкритій місцевості. **Лінія горизонту** — межа видимого простору, де нам здається, що небо ніби зливається із землею. При піднятті спостерігача дальність видимого горизонту збільшується. У людини середнього зросту, що стоїть на рівній місцевості, дальність видимого горизонту близько 5 км, при підйомі на 100 м — близько 40 км, на 1000 м — близько 120 км і т.д.

Для орієнтування на місцевості потрібно знати сторони горизонту.

Основні сторони горизонту — північ, схід, південь і захід, проміжні — північний схід, південний схід, південний захід, північний захід. Напрямок географічного меридіана, що йде по поверхні земної кулі від Північного полюса до Південного, показує полуденна лінія. Опівдні, коли Сонце знаходиться в південній стороні небосхилу (для жителів нашої країни це справджується завжди), тінь від предметів (вона при цьому найкоротша) падає строго на північ. Якщо стати обличчям на північ, позаду буде південь, праворуч — схід, ліворуч — захід. Вночі в північній півкулі можна орієнтуватися за Полярною зіркою в сузір'ї Малої Ведмедиці. Дороговказної зірки в південній півкулі немає. Найближчою зіркою до Південного полюса Світу є ледь помітна зірка в сузір'ї Октант.

Надійніше та зручніше в будь-яку погоду орієнтуватися за компасом, синя стрілка якого вказує на північ. Проте магнітна стрілка компаса розташовується вздовж магнітного, а не географічного меридіана, які звичайно не співпадають, бо не співпадають географічні та магнітні полюси. Щоб знайти точний напрям на північ, необхідно враховувати кут між північним напрямом географічного меридіана та напрямом північного кінця магнітної стрілки, що зветься магнітною змінною (схиленням). Магнітна змінна буває східна і західна. При відхиленні північного (синього) кінця магнітної стрілки компаса на схід від географічного меридіана змінна називається східною і має знак плюс (позитивне), при відхиленні на захід — західною і має знак мінус (негативне).

Найнадійнішим є орієнтування на місцевості за допомогою докладної карти або аерофотознімку, що проводиться шляхом зіставлення картографічного зображення з місцевістю. Положення точки, в якій знаходиться спостерігач, визначають щодо помітних предметів місцевості (орієнтирів) окомірним або шляхом промірів відстаней та кутів напрямку — азимутів.

Азимут — кут, який відраховують від північного кінця меридіану за годинниковою стрілкою до напрямку на предмет (від 0° до 360°). Якщо кут відраховують від магнітного меридіана, одержують магнітний азимут, а з урахуванням магнітної змінної — істинний (географічний) азимут.

Корисно знати й місцеві ознаки, за якими можна орієнтуватися в просторі. У основі більшості з них лежить менша кількість сонячного тепла, одержуваного з північної сторони горизонту. Так, наприклад, з північної сторони у дерев, що ростуть на відкритій місцевості, бідніша крона; у пнів — менша товщина річних кілець; будівлі та каміння — вологіші; на стовбурах дерев — більше мохів. А мурашники звичайно розташовуються на південь від пнів і дерев. З південної сторони на стовбурах хвойних дерев виділяється більше смоли.

Карта (від грец. *chartes* — лист) — зменшене, узагальнене зображення поверхні Землі й об'єктів, що відносяться до неї, та явищ на площині, побудоване за певним математичним законом в системі умовних позначень. Карти відображають розміщення на земній поверхні явищ природи та суспільства, їх властивості та взаємозв'язки, вони дозволяють одночасно оглядати наскільки завгодно обширні простори. Завдяки відбору й узагальненню на картах виявляються типові риси та характерні особливості явищ, що картографуються. Математична основа карт включає масштаб і картографічну проекцію, які визначають ступінь зменшення величини об'єктів на карті, їх правильне географічне положення, а також характер і ступінь спотворень, неминучих при зображенні кулі (або еліпсоїда) на площині. Масштаб карт обширних територій різний у різних частинах карти. За допомогою умовних позначень можливий розгляд на картах не тільки видимих на місцевості об'єктів, але й таких, які не мають геометричних контурів (вітер, опади, температура повітря і т.п.).

План — умовно-знакове креслення невеликої ділянки місцевості у великому масштабі (1:5000 і крупніше), побудоване без урахування кривизни земної поверхні. Масштаб плану постійний в усіх точках.

Відмінності плану та карти:

1. На плані зображаються невеликі ділянки земної поверхні, наприклад шкільна ділянка, землекористування господарства, селище. План можна порівняти з аерофотознімком, який також зображає невелику ділянку місцевості, зняту зверху. Але на відміну від аерофотознімка предмети на плані показують умовними знаками та мають написи. Плани складають безпосередньо на місцевості. На картах зображають набагато більші території у дрібніших, ніж на плані, масштабах. При цьому використовують різноманітні матеріали залежно від змісту карти, зокрема космічні знімки.

2. На план наносять усі об'єкти та деталі місцевості в заданому масштабі. На карти відбирають залежно від їх змісту та призначення найістотніші об'єкти та їх властивості.

3. При кресленні плану кривизна земної поверхні через надзвичайно малу величину не враховується, а допускається, що ділянки, які зображаються, плоскі. Всі предмети показують за формою такими, які вони є насправді, без спотворень, зберігаються їх контури, тільки розмір зменшується відповідно до масштабу. При побудові карт обов'язково враховується кулястість Землі. Тому неминучі спотворення об'єктів. Причому ті об'єкти, показ яких необхідний, але вони не проходять у масштабі карти, зображають позамасштабними знаками.

4. На планах немає градусної сітки, а на картах, як правило, є меридіани та паралелі.

5. На планах напрям на північ показують стрілкою з позначенням північ – південь. На картах напрям північ – південь визначають меридіани, а напрям захід – схід — паралелі. Вони можуть бути не тільки прямими лініями, але і лініями різної кривизни залежно від проекції карт.

Сучасні географічні карти дуже різноманітні. Вони поділяються за змістом, масштабом, призначенням, охопленням території та ін.

За змістом карти бувають *загальногеографічні* та *тематичні*. На загальногеографічних картах зображають в основному рельєф, річки, озера, а також населені пункти, дороги і т.д. Жоден з об'єктів, нанесених на карту, не виділяється особливо серед інших. Тематичні карти передають з більшою точністю один або декілька певних елементів залежно від теми даної карти. Серед них виділяються фізико-географічні карти (геологічні, кліматичні, ґрунтові, ботанічні, природного районування та ін.) і соціально-економічні (політичні, політико-адміністративні, економічні, карти населення та ін.).

За масштабом виділяють *великомасштабні*, *середньомасштабні* та *дрібномасштабні* карти. Великомасштабні (топографічні) карти масштабу 1:200 000 і крупніше передають основні особливості місцевості. Їх створюють внаслідок обробки аерофотознімків та шляхом безпосередніх спостережень і вимірювань на місцевості. Спотворення на топографічних картах зовсім незначні. Середньомасштабні (оглядово-топографічні) (1:200 000-1 000 000 включно) створюють по великомасштабних картах шляхом генералізації, тобто відбору і узагальнення об'єктів відповідно до призначення карти. Дрібномасштабні (оглядові) карти (дрібніше 1:1 000 000) призначені для вивчення великих територій.

За призначенням розрізняють карти *учбові*, *довідкові*, *туристичні* та ін.

За охопленням території створюють карти *світу*, *півкуль*, *материків* і *їх частин*, *океанів* і *морів*, *держав* і *їх частин* — *республік*, *областей*, *районів* і т.д.

Для зображення географічних об'єктів на картах застосовують спеціальні умовні знаки, пояснення яких даються у легенді карти. **Легенда** — ключ до розуміння і читання карти.

Умовні знаки бувають *площинні (контурні)*, *лінійні* та *позамасштабні*. До площинних знаків відносяться контури лісу, озера, міського кварталу та ін.; до лінійних — ріки, дороги, канали і т.д., у них перебільшена ширина, вони можуть бути різного кольору та ін.

Особливу категорію лінійних знаків на географічних картах складають **ізолінії**, тобто лінії, що сполучають точки з однаковими значеннями явищ, що зображаються. Для зображення рельєфу (нерівностей земної поверхні) застосовують **горизонталі** (ізогіпси) — лінії на карті, що сполучають точки з однаковою абсолютною висотою, тобто висотою над рівнем моря. Цифрові значення горизонталей дають через певні інтервали. Крім того, на картах ставлять точки на вододілах та в урізі води річок і озер, де підписують їх абсолютні висоти. Напрямок схилів позначають короткими рисками —

бергштрихами, що проставляються перпендикулярно горизонталям і направлені у бік пониження схилів. Різниця висот двох сусідніх горизонталей називається **перевищенням перетину рельєфу**. Знаючи цю величину, за кількістю горизонталей можна обчислити як абсолютну, так і відносну висоту місцевості. **Відносна висота** — перевищення однієї точки місцевості над іншою, наприклад вершини гори над підніжжям, заплави над руслом річки.

Глибини моря зображаються за допомогою **ізобат** — ліній рівних глибин. Таким чином, горизонталі й ізобати розмежовують ступені з різною висотою та глибиною. На дрібномасштабних фізичних картах ступені підкреслюються пошаровим забарвленням. Внизу карти зображається шкала висот і глибин.

Позамасштабними знаками позначаються, наприклад, колодязь, будинок лісника, церква, пам'ятник, тобто такі об'єкти, які не можуть бути виражені в масштабі карти.

На тематичних картах, що відображають різноманітні властивості явищ природи та суспільства, застосовують різні способи картографування: ареали (наприклад, розповсюдження якого-небудь виду тварини і рослини), знаки руху (вітри, морські течії), значки (населені пункти) та ін.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Як на глобусі чи карті називається сітка меридіанів та паралелей?
2. На скільки основних груп поділяються всі умовні знаки топографічних планів та карт?
3. Як правильно розміщувати бергштрихи на карті?
4. Як називається уявна лінія на поверхні Землі, рівновіддалена від полюсів?

РУХИ ЗЕМЛІ ТА ЇХ ГЕОГРАФІЧНІ НАСЛІДКИ

1. Осьовий рух Землі та його географічні наслідки.
2. Орбітальний рух Землі та його географічні наслідки.
3. Календар.

Земля, як і всі планети Сонячної системи, бере участь одночасно в декількох видах руху. Головні рухи Землі — добове обертання навколо осі та річний рух по орбіті навколо Сонця.

Земля обертається навколо осі із заходу на схід. Географічні наслідки добового обертання Землі: зміна дня і ночі, полярне стиснення, відхилення тіл, що рухаються по земній поверхні, вправо — в північній півкулі, вліво — в південній.

Орбітальний рух Землі, разом з нахилом осі обертання до площини орбіти та незмінним положенням її у Світовому просторі, викликає зміну пір року, зміну тривалості дня і ночі протягом року, утворення п'яти поясів освітлення.

Земля обертається навколо осі із заходу на схід, тобто проти годинникової стрілки, якщо дивитися на Землю з Полярної зірки (з Північного полюса). При цьому **кутова швидкість** обертання, тобто кут, на який повертається будь-яка точка на земній поверхні, однакова і складає 15° за

годину. **Лінійна швидкість** залежить від широти: на екваторі вона найбільша — 464 м/с, а географічні полюси нерухомі.

Головним фізичним доказом обертання Землі навколо осі служить дослід з маятником Фуко. Після того, як французький фізик Ж. Фуко в 1851 р. в Парижі (у Пантеоні) здійснив свій знаменитий дослід, обертання Землі навколо осі стало непорушною істиною. Фізичним доказом осьового обертання Землі є також вимірювання дуги 1° меридіана, які доводять стиснення Землі біля полюсів, а воно властиве лише рухомим тілам. І, нарешті, третій доказ — відхилення падаючих тіл від прямовисної лінії на всіх широтах, окрім полюсів. Причина цього відхилення обумовлена збереженням ними за інерцією більшої лінійної швидкості на висоті в порівнянні із земною поверхнею. Падаючи, предмети відхиляються на схід тому, що Земля обертається із заходу на схід. Величина відхилення максимальна на екваторі. На полюсах тіла подають вертикально, не відхиляючись від напрямку земної осі.

Географічне значення осьового обертання Землі виключно велике. Перш за все воно впливає на фігуру Землі: стиснення нашої планети біля полюсів — результат її осьового обертання. Раніше, коли Земля оберталася з більшою швидкістю, полярне стиснення було значнішим. Зменшення екваторіального радіусу та збільшення полярного супроводжується тектонічними деформаціями земної кори (розломи, складки) та перебудовою макрорельєфу Землі.

Осьове обертання Землі викликає відхилення тіл, що рухаються горизонтально (вітрів, річок, морських течій та ін.), від їх первинних напрямів: у північній півкулі — праворуч, у південній — ліворуч (це одна з сил інерції, що названа прискоренням Коріоліса на честь французького ученого, який першим пояснив це явище). За законом інерції кожне рухоме тіло прагне зберегти незмінними напрям і швидкість свого руху в просторі. Відхилення — результат того, що тіло бере участь як у поступальному, так і в обертальному (із заходу на схід) рухах. На екваторі, де меридіани паралельні один одному, напрям їх у світовому просторі при обертанні не змінюється і відхилення дорівнює нулю. До полюсів відхилення наростає і стає біля полюсів найбільшим, оскільки там кожен меридіан за добу змінює напрям свого руху на 360° . Прояв сили Коріоліса у природних процесах дуже багатоманітний. Саме через неї в атмосфері виникають вихори різного масштабу, зокрема циклони й антициклони, відхиляються від градієнтного напрямку вітри та морські течії, впливаючи на клімат і через нього на природну зональність, із нею пов'язана асиметрія крупних річкових долин (у північній півкулі біля багатьох річок з цієї причини праві береги круті, ліві — пологі, а в південній — навпаки).

З осьовим обертанням Землі пов'язана природна одиниця вимірювання часу — доба, а також зміна дня та ночі. Доба буває зоряна та сонячна. **Зоряна доба** — проміжок часу між двома послідовними проходженнями верхньої кульмінації Полярної зірки через меридіан точки спостереження. За зоряну добу Земля виконує повний оберт навколо своєї осі. Вона рівна 23 год. 56 хв. 4 сек. Зоряна доба використовується при астрономічних спостереженнях. Істинна **сонячна доба** — проміжок часу між двома послідовними проходженнями верхньої кульмінації центру Сонця через меридіан точки

спостереження. Тривалість істинних сонячних діб змінюється протягом року перш за все внаслідок нерівномірного руху Землі по еліптичній орбіті. Отже, вони є незручними для обрахунку часу. У практичних цілях користуються середнім сонячним часом. Середній сонячний час вимірюють по так званому середньому Сонцю — уявній точці, що рівномірно переміщується по екліптиці та виконує повний оберт за рік, як і істинне Сонце. Середня сонячна доба рівна 24 годинам. За сонячну добу Земля здійснює оберт приблизно на 361° .

У повсякденному житті середнім сонячним часом користуватися незручно, оскільки на кожному меридіані він свій — **місцевий час**. Наприклад, на двох сусідніх меридіанах, проведених з інтервалом в 1° , місцевий час відрізняється на 4 хв. Наявність у різних пунктах, що лежать на різних меридіанах, свого місцевого часу приводило до багатьох незручностей. Тому на Міжнародному астрономічному конгресі в 1884 р. був прийнятий поясний рахунок часу. Для цього всю поверхню земної кулі розділили на 24 часових пояси по 15° кожен. За поясний час прийнятий місцевий час середнього меридіану кожного поясу. Нульовий (він же 24-й) пояс той, по середині якого проходить нульовий (гринвічський) меридіан. Рахунок поясів ведеться із заходу на схід. Київ, наприклад, знаходиться в другому часовому поясі. На двох сусідніх поясах поясний час відрізняється рівно на 1 годину. Межі часових поясів на суші для зручності проведені не строго по меридіанах, а по природних рубежах (річках, горах) або державних і адміністративних кордонах.

Зміна дня і ночі створює добову ритмічність у живій і неживій природі. Добовий ритм пов'язаний зі світловими та температурними умовами. Загальновідомий добовий хід температури, денний і нічний бризи і т.д. Дуже яскраво виявляється добовий ритм у живій природі. Відомо, що фотосинтез можливий лише вдень (за наявності сонячного світла), що багато рослин розкривають свої квітки в різний час. Тварин за часом прояви активності можна поділити на нічних і денних: більшість з них не спить вдень, але багато (сови, кажани, нічні метелики) активні в мороці ночі. Життя людини теж протікає в добовому ритмі.

Земля, подібно іншим планетам, рухається навколо Сонця. Цей шлях Землі називають орбітою (*від лат. orbita — дорога*). **Орбіта Землі** — еліпс, близький до кола, в одному з фокусів якого знаходиться Сонце. Відстань від Землі до Сонця змінюється протягом року від 147 млн. км у **перигелії** (2 січня) до 152 млн. км в **афелії** (5 липня). Довжина орбіти більше 930 млн. км. Земля рухається по орбіті із заходу на схід із середньою швидкістю близько 29,8 км/с і проходить весь шлях за 365 діб 6 год. 9 хв 9 сек. Цей проміжок часу називають **зоряним (сидеричним) роком**. Доказом орбітального руху Землі служить так зване паралактичне зміщення зірок. Вісь обертання Землі нахилена до площини орбіти під кутом $66,5^\circ$ і переміщується в просторі паралельно сама собі протягом року. Це призводить до зміни пір року та нерівності дня і ночі — найважливіших наслідків руху Землі навколо Сонця.

Якби земна вісь була перпендикулярна до площини орбіти, то світлороздільна площина та термінатор (світлороздільна лінія на поверхні Землі) проходили б через обидва полюси, ділили б усі паралелі навпіл і день

завжди був би рівний ночі. Сонячне проміння падало б на екватор опівдні завжди прямовисно. По мірі віддаленості від екватора кут їх падіння зменшувався б і на полюсах ставав рівним нулю. У цих умовах нагрівання земної поверхні протягом року зменшувалося б від екватора до полюсів і зміни пір року не було.

Нахил земної осі до площини орбіти та збереження її орієнтування в просторі обумовлюють різний кут падіння сонячних променів і відповідно відмінності у надходженні тепла на земну поверхню, а також неоднакову тривалість дня і ночі протягом року на всіх широтах, окрім екватора.

22 червня земна вісь північним кінцем звернена до Сонця. Цього дня — **день літнього сонцестояння** північної півкулі. Сонячне проміння опівдні прямовисно падає на паралель $23,5^\circ$ пн.ш. — так званий *Північний тропік*. Всі паралелі на північ від екватора до $66,5^\circ$ пн.ш. більшу частину доби освітлені — на цих широтах дні довші ночі. На північ від $66,5^\circ$ пн.ш. у день літнього сонцестояння територія повністю освітлена Сонцем — там полярний день. Паралель $66,5^\circ$ пн.ш. є межею, за якою починається полярний день, — це *Північне полярне коло*. Цього ж дня на всіх паралелях на південь від екватора до $66,5^\circ$ пд.ш. день коротший ночі. На південь від $66,5^\circ$ пд.ш. територія не освітлена зовсім — там полярна ніч. Паралель $66,5^\circ$ пд.ш. — *Південне полярне коло*. 22 червня — початок астрономічного літа в північній півкулі та астрономічної зими в південній півкулі.

22 грудня земна вісь південним кінцем звернена до Сонця. Цього дня — **день зимового сонцестояння**. Сонячне проміння опівдні прямовисно падає на паралель $23,5^\circ$ пд.ш. — так званий *Південний тропік*. На всіх паралелях на південь від екватора до $66,5^\circ$ пд.ш. день довший за ніч. Починаючи з Південного полярного кола встановлюється полярний день. Цього дня на всіх паралелях на північ від екватора до $66,5^\circ$ пн.ш. день коротший за ніч. За Північним полярним колом — полярна ніч. 22 грудня — початок астрономічного літа в південній півкулі і астрономічної зими в північній півкулі.

21 березня — у день **весняного рівнодення** і 23 вересня — у день **осіннього рівнодення** термінатор проходить через обидва полюси Землі та ділить всі паралелі навпіл. Північна і південна півкулі в ці дні освітлені однаково, день усюди на Землі рівний ночі. Сонячне проміння опівдні в зеніті над екватором. На Землі 21 березня і 23 вересня — початок астрономічної весни й астрономічної осені у відповідних півкулях.

Із зміною пір року пов'язана сезонна ритмічність у природі. Вона проявляється у зміні температури, вологості повітря й інших метеорологічних показників, у режимі водойм, у житті рослин, тварин.

В результаті річного руху Землі та нахилу осі її обертання до площини орбіти на Землі утворилися **п'ять поясів освітлення**, обмежених тропіками та полярними колами. Вони відрізняються висотою полуденного стояння Сонця над горизонтом, тривалістю дня і відповідно тепловими умовами.

Жаркий пояс лежить між тропіками (від грец. *tropikos* — коло повороту). У його межах Сонце двічі в році буває у зеніті, на тропіках — по одному разу

на рік у дні сонцестояння (і цим вони відрізняються від всієї решти паралелей). На екваторі в період з 21 березня по 23 вересня Сонце опівдні знаходиться на півночі, а з 23 вересня по 21 березня — на півдні. На екваторі день завжди рівний ночі. На інших широтах цього поясу тривалість дня і ночі мало змінюється протягом року. Жаркий пояс займає близько 40 % земної поверхні.

Помірні пояси (їх два) розташовуються між тропіками та полярними колами. Сонце в їх межах ніколи не буває в zenіті. У Північному помірному поясі Сонце опівдні завжди знаходиться на півдні, в Південному — на півночі. Протягом доби обов'язково відбувається зміна дня та ночі, причому тривалість їх залежить від широти та пори року. Поблизу полярних кіл (з 60° до 66,5° широти) влітку спостерігаються світлі, так звані білі ночі із сутінковим освітленням, оскільки Сонце ненадовго та неглибоко йде за горизонт. Загальна площа помірних поясів складає 52 % земної поверхні.

Холодні пояси (їх два) — на північ від Північного і на південь від Південного полярних кіл. Ці пояси відрізняються наявністю полярних днів і ночей, тривалість яких збільшується від однієї доби на полярних колах (і цим вони відрізняються від всієї решти паралелей) до півроку на полюсах. Під час полярного дня Сонце можна бачити на всіх сторонах горизонту. Загальна площа холодних поясів складає 8 % земної поверхні.

Пояси освітлення — основа природної зональності.

Календар — це система вимірювання великих проміжків часу, заснована на періодичних явищах навколишнього світу. Існують *сонячні*, *місячні* і *місячно-сонячні* календарі.

Сонячний календар заснований на видимому річному русі Сонця по екліптиці протягом так званого **тропічного року** — проміжку часу між двома послідовними проходженнями Сонця через точку весняного рівнодення. Тропічний рік на 20 хв. коротший зоряного та дорівнює 365 діб 5 год. 48 хв. 46 сек. середнього сонячного часу. У Європі відомі два сонячні календарі: юліанський (старий стиль) і григоріанський (новий стиль). Юліанський календар був введений Юлієм Цезарем у 45 р. до Різдва Христового в Стародавньому Римі. У ньому було три прості роки по 365 днів і один високосний рік — 366 днів — той, число днів якого ділилося на 4. Додатковий день у четвертому році циклу додавався до лютого (29 лютого). У цьому календарі помилка в одну добу накопичувалася за 128 років, і тоді весняне рівнодення наступало на одну добу раніше, ніж за календарем.

У державах Європи юліанський календар був введений у 325 р. У 1582 р. похибка календаря досягла 10 діб і день весняного рівнодення перемістився на 11 березня. Ця обставина вносила плутанину в розрахунки днів настання свята Великодня, яке святкують у першу неділю після першого весняного повного місяця. Виникла необхідність реформи календаря.

Проект реформи був розроблений італійським ученим Ліліо Гараллі, а затверджений указом римського папи Григорія XIII (звідси назва григоріанського календаря). Реформа календаря полягала в двох заходах:

1) погашенні помилки в 10 діб між днем весняного рівнодення та його календарною датою, тому наступним числом після 4 жовтня 1582 р. стали

вважати 15 жовтня 1582 р., у зв'язку з чим початок астрономічної весни знову пересувався на 21 березня;

2) надалі всі «круглі» роки, число сторіч яких не ділилося без залишку на 400 (1700 р., 1800 р., 1900 р., 2100 р., 2200 р. і т. п.), стали вважати простими роками, а 1600 р., 2000 р., 2400 р. і т.п. — високосними. Це дозволило практично припинити в майбутньому перехід рівнодень, оскільки помилка в одну добу стала накопичуватися приблизно за 3300 років.

У католицьких державах Європи цей календар був введений одразу, а в Росії лише 1 лютого 1918 р., коли 1 лютого стали вважати 14 лютого, оскільки в ХХ ст. різниця між старим і новим стилями складала вже 13 діб. В результаті 1918 рік в ХХ столітті опинився в Росії найкоротшим роком.

Питання і завдання для самоконтролю

1. У яку сторону обертається Земля навколо уявної осі? Які географічні наслідки обертання Землі?

2. У якому випадку на Землі зникли б тропіки та полярні кола, а в якому — поєдналися б?

3. На яких широтах Землі Сонце двічі в році буває у зеніті, на яких — один раз, де не буває ніколи? Як це відображається на температурному режимі Землі?

4. Який рік у Росії в ХХ столітті був найкоротшим і чому?

ГЕОФІЗИЧНІ ПОЛЯ ЗЕМЛІ: МАГНІТНЕ ТА ГРАВІТАЦІЙНЕ

Навколо Землі існують різні геофізичні поля: магнітне, гравітаційне, електричне, термічне та ін.

Магнітне поле Землі. Земля — великий магніт, навколо якого існує магнітне поле. Область навкологлобального простору, фізичні властивості якого визначаються магнітним полем Землі та його взаємодією з потоками заряджених частинок космічного походження, називають **магнітосферою**. Вона має асиметричну форму. Її зовнішня межа — **магнітопауза** (шириною близько 200 км) з денної сторони тягнеться до висоти 10-14 земних радіусів (магнітосфера стиснута під ударами сонячного вітру), з нічного — до висоти 900-1000 земних радіусів (магнітосфера витягнута, утворюючи «хвіст»). З віддаленням від поверхні Землі неоднорідність магнітосфери згладжується, напруженість її слабшає, а за межами магнітопаузи магнітне поле Землі втрачає здатність захоплювати заряджені частинки. Завдяки існуванню магнітосфери магнітна стрілка компаса встановлюється у напрямку магнітних силових ліній. Велике коло, в площині якого знаходиться магнітна стрілка компаса, називається **магнітним меридіаном даної точки**. Магнітні меридіани не утворюють на земній поверхні правильної сітки і сходяться у двох точках, званих магнітними полюсами. Вони не співпадають з географічними полюсами та поволі змінюють своє місцеположення, «дрейфуючи» зі швидкістю 7-8 км/рік. Тому на географічних картах їх зображають не точками, а кружечками. Магнітний полюс північної півкулі знаходиться у Північному Льодовитому океані поблизу півострова Бутія в Північній Америці; магнітний полюс південної півкулі — поблизу узбережжя Антарктиди — Землі Вікторії.

Перший з них зміщується у напрямі Північного полюса, другий — у бік Австралії.

Магнітне поле Землі характеризується трьома елементами земного магнетизму: магнітною змінною, магнітним схиленням і напруженістю.

Магнітна змінна — кут між істинним напрямом на північ, тобто географічним меридіаном, і напрямком північного кінця магнітної стрілки. Лінії однакової магнітної змінної називають **ізогонами**. Їх значення змінюється від 0° до $\pm 180^\circ$. Нульову ізогону називають агонічною лінією. Вона поділяє області східної та західної змінної, проходячи через обидва географічних і обидва магнітні полюси. На ній стрілки компаса показують на географічні полюси, оскільки географічний і магнітний меридіани співпадають.

Магнітне схилення — кут між горизонтальною площиною і магнітною стрілкою, вільно підвішеною на горизонтальній осі. Воно буває позитивним у північній геомагнітній півкулі та негативним — у південній. Магнітний нахил змінюється від 0° до $\pm 90^\circ$. На магнітних полюсах це його значення рівне $+ 90^\circ$ і $- 90^\circ$. Тому магнітна стрілка компаса займає вертикальне положення: у північній півкулі синій кінець стрілки направлений вниз ($+ 90^\circ$), в південному — червоний ($- 90^\circ$). Магнітні полюси визначають як точки з нахилом $\pm 90^\circ$. Лінії, що сполучають точки з однаковими магнітними схиленнями, називають **ізоклінами**. Нульова ізокліна — магнітний екватор, який проходить приблизно уздовж географічного екватора: трохи південніше — у західній півкулі, трохи північніше — у східній. Він ділить Землю на дві геомагнітні півкулі: північну і південну.

Сила магнітного поля характеризується напруженістю. Величина її збільшується від магнітного екватора до магнітних полюсів. У деяких районах Землі напруженість реального магнітного поля та магнітні силові лінії через неоднорідність внутрішньої будови Землі відхиляються від нормального (теоретичного) поля. Ці відхилення називають **магнітними аномаліями**. Крупні світові магнітні аномалії спостерігаються у Східному Сибіру, в районі Зондських островів; регіональні магнітні аномалії — Курська, Криворізька та ін., а локальних — багато.

Магнітне поле Землі складається з двох магнітних полів різного походження — постійного та змінного. Головна складова — **постійне поле** (99 % величини). Його утворення обумовлене динамічними процесами в ядрі Землі. Постійне поле більш менш стійке, йому властиві правильні коливання — добові, річні, вікові. **Змінне поле** (1 % величини) викликане зовнішніми причинами — дією сонячного вітру і пов'язаними з ним електричними струмами в магнітосфері та верхніх шарах атмосфери. Вони викликають, як правило, неперіодичні швидкі різкі збурення всіх елементів земного магнетизму, тобто **магнітні бурі**. Ці бурі супроводжуються полярними сьйвами — свіченням розріджених газів атмосфери на висоті 100-1000 км, погіршенням радіозв'язку на коротких хвилях, радіоперешкодами, погіршенням самопочуття людей та ін.

Значення магнітосфери полягає у тому, що вона виконує ізолюючу роль для корпускулярної сонячної радіації, сонячний вітер її обтікає. Отже

магнітосфера — головний невидимий «броньовий заслін планети». Проте в невеликій кількості сонячна плазма з денної сторони в полярних районах просочується у магнітосферу та навіть верхні шари атмосфери — так звану іоносферу до висоти 80-100 км. Для всіх заряджених частинок, що просочилися, магнітосфера виявляється своєрідною пасткою. Потрапивши у неї, заряджені частинки рухаються по замкнених траєкторіях уздовж магнітних силових ліній, утворюючи радіаційні пояси: внутрішній (протонний) і зовнішній (електронний). Таким чином, магнітосфера — наша «магнітна парасолька». Пропускаючи до Землі променисту енергію Сонця електромагнітної природи, вона затримує корпускулярну радіацію, захищаючи географічну оболонку та все живе від загибелі.

Експериментально доведена залежність функцій рослин (розташування насіння, коріння, темпу їх росту та врожайність) і тварин (перельоти птахів, міграції риб, комах) від орієнтації їх у магнітному полі. Це явище в органічному світі одержало назву магнітотропізму. Медико-біологічні статистичні матеріали (частота серцево-судинних нападів у людей, розповсюдження інфекційних захворювань, травматизму на виробництві, аварій на дорогах) свідчать про зв'язок перерахованих явищ із змінами магнітного поля Землі.

Магнітне поле Землі допомагає орієнтуватися в просторі дослідницьким партіям, кораблям, підводним човнам, літакам, туристам. При використуванні компаса для визначення сторін горизонту необхідно обов'язково вводити поправку на магнітну зміну. За деякими змінами магнітного поля можна наперед передбачити наближення магнітної бурі, що важливо знати зв'язківцям, капітанам кораблів й іншим фахівцям, з якими здійснюється локаційний зв'язок, а також медикам.

Локальні магнітні аномалії вказують на родовища залізорудної корисної копалини. Тому для пошуків їх широко застосовують методи магнітометричної розвідки.

Гравітаційне поле Землі — це поле сили тяжіння. Сила тяжіння діє всюди на Землі і направлена по схилу до поверхні геоїда, зменшуючись по величині від полюсів до екватора (гиря в 1 кг на полюсі на пружинних вагах на екваторі легша на 6 г).

У Землі було б нормальне гравітаційне поле за умови фігури еліпсоїда обертання та рівномірного розподілу в ньому мас. Проте Земля не є таким тілом. Різницю між напруженістю реального гравітаційного поля та теоретичного (нормального) поля називають **аномалією сили тяжіння**. Ці аномалії викликані як різним речовинним складом і густиною гірських порід, так і видимими нерівностями земної поверхні (рельєфом). Проте далеко не завжди гори викликають збільшення сили тяжіння (позитивну аномалію), а океанічні западини — їх недолік (негативну аномалію). Таке положення пояснюється **ізостазією** — урівноваженням твердої і легкої земної кори на важчій верхній мантії, що знаходиться в пластичному стані у шарі астеносфери, де відбувається вирівнювання тиску вищерозміщених шарів.

З ними пов'язана істинна фігура Землі — геоїд. Вони викликають тектонічні деформації і рухи літосферних плит, створюючи макрорельєф Землі.

Сила тяжіння утримує атмосферу та гідросферу, їй підкоряється переміщення повітря та водних мас. Вона обумовлює гравітаційні рельєфоутворюючі процеси: ерозію, осипи, обвали, селеві потоки, рух льодовиків у горах та ін. Сила тяжіння визначає максимальну висоту гір на Землі. Сила тяжіння допомагає людям і багатьом тваринам утримувати вертикальне положення. Геотропізм — ростові рухи органів рослин під впливом сили земного тяжіння обумовлюють вертикальний напрям стебел і первинного коріння. Недаремно гравітаційна біологія, що виникла в епоху, коли людина почала обживати світ без тяжіння — космос, включає рослини у число своїх експериментальних об'єктів. Силу тяжіння необхідно враховувати при розгляді буквально всіх процесів у географічній оболонці. Без урахування сили тяжіння не можна розрахувати початкові дані для запусків ракет і космічних кораблів, неможлива гравіметрична розвідка рудних корисних викопних і нафтогазоносних структур, виключений подальший прогрес астрономії, фізики й інших наук.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Яке значення магнітосфери для географічної оболонки?
2. Куди будуть направлені кінці магнітної стрілки компасу на Північному та Південному географічних полюсах?
3. Який вплив гравітаційного поля Землі на її фігуру і на процеси, що відбуваються всередині Землі та на її поверхні?

СКЛАД, БУДОВА ТА ЗНАЧЕННЯ АТМОСФЕРИ

1. Атмосфера і її межі. Склад повітря.
2. Будова атмосфери.
3. Значення атмосфери.

Атмосфера (від грец. *atmos* — пара, *sphaira* — шар) — повітряна оболонка Землі, пов'язана з нею силою тяжіння і бере участь в обертанні планети. Нижньою межею атмосфери є земна поверхня, а верхня межа слабо виражена, так як із збільшенням висоти повітря стає все більш розрідженим. Непрямими доказами існування атмосфери на великих висотах служать сріблясті хмари на рівні 70-80 км; метеори, що згорають через тертя об повітря на висоті 100-300 км; полярні сніга на висоті до 1000 км. Умовно за верхню межу атмосфери приймають висоту 1000-2000 км над поверхнею Землі, а вищі шари вважають земною короною.

Атмосферне повітря — суміш газів, у якому в зваженому стані знаходяться рідкі і тверді частинки. У сухому чистому повітрі біля земної поверхні міститься за об'ємом 78 % азоту, 21 % кисню, 0,93 % аргону, а також діоксид вуглецю (вуглекислий газ), озон та інші гази.

Кожен газ повітря виконує в географічній оболонці певні функції. Вільному кисню належить величезна роль у житті, без нього неможливе дихання, горіння. Кисень атмосфери в основному біогенного походження — фотосинтетичний. Азот хімічно мало активний і регулює темп окислення. Він теж в основному біогенного походження. Азот входить до складу білків і нуклеїнових кислот, його з'єднання забезпечують мінеральне живлення рослин.

Діоксиду вуглецю в атмосфері небагато (0,03 %). Діоксид вуглецю — своєрідний утеплювач Землі, оскільки він в основному пропускає короткохвильову сонячну радіацію, але затримує теплове випромінювання земної поверхні, обумовлюючи так званий парниковий ефект. За оцінками учених, з середини минулого століття відбувається збільшення його в атмосфері за рахунок спалювання викопного органічного палива, що сприяє підвищенню температури повітря на Землі. Діоксид вуглецю служить основним будівельним матеріалом для створення органічної речовини в процесі фотосинтезу.

Дуже важлива роль озону, хоча його в атмосфері небагато. Товщина шару озону при нормальному тиску і температурі 0 градусів склала б всього 3 мм. Кількість його досягає максимуму на висотах близько 25 км і сходить нанівець на висоті 70 км. Шар підвищеної концентрації озону називають нерідко озоновим екраном. Озон — своєрідний фільтр атмосфери, бо він поглинає значну частку ультрафіолетової радіації, яка згубно діє на живі організми. Поглинаючи сонячну радіацію, озон підвищує температуру повітря у стратосфері. Останніми роками помічене глобальне скорочення озону, що деякі дослідники пов'язують з викидом в атмосферу фреонів та оксидів азоту. Зменшення товщини озонового шару шкідливе для всього живого. Тому потрібна колективна мудрість людства для його збереження.

Важливою складовою частиною повітря є невидимий газ — водяна пара. Це змінний компонент атмосфери: його вміст у повітрі над земною поверхнею коливається від 0,2 % у крижаних пустелях до 3-4 % у вологих екваторіальних лісах (за об'ємом). Оскільки водяна пара поступає в повітря за рахунок випаровування з водної поверхні, ґрунту та транспірації рослин, його кількість залежить від температури: чим вона вища, тим його більше. З висотою кількість водяної пари зменшується, близько 90 % його міститься в нижньому п'ятикілометровому шарі повітря. Значення водяної пари виключно велике. Вона є важливою ланкою кругообігу води в природі, оскільки за певних умов відбувається його конденсація, утворюються хмари й опади. Велика роль водяної пари, разом з діоксидом вуглецю, й у створенні парникового ефекту, оскільки саме вона затримує основну частину теплового випромінювання земної поверхні. Фазові перетворення водяної пари та води, що супроводжуються поглинанням тепла (при випаровуванні та таненні снігу і льоду) або виділенням тепла (при конденсації) відображається на температурі навколишнього повітря. Така роль водяної пари в тепло-вологообігу на Землі. Вона виконує певні функції і в життєдіяльності організмів.

В повітрі багато твердих частинок, причому більшість їх невидима неозброєним оком. Найдрібніші тверді та рідкі частинки природного й антропогенного походження, що знаходяться в повітрі у зваженому стані, називають аерозолями. Це космічний, вулканічний і мінеральний пил, дим, пилок рослин, мікроорганізми, частинки морської солі і т.д. Особливо небезпечні серед аерозолів продукти штучного радіоактивного розпаду. Тверді частинки виконують в атмосфері роль ядер конденсації, їх велика кількість

прискорює утворення туманів і хмар. Аерозолі зменшують прозорість атмосфери, ослаблюючи сонячну радіацію і погіршуючи видимість.

Склад атмосфери не завжди був таким, як зараз. Припускають, що первинна атмосфера складалася з водню і гелію. В результаті розігрівання надр Землі відбулося їх розсіювання і виникла власна атмосфера з газів, що виділилися з середини: метану, аміаку, діоксиду вуглецю, азоту та ін. З появою і розвитком рослинності, особливо в другій половині палеозою, різко зросла роль кисню, а вуглекислий газ ввійшов до складу вугілля і карбонатів. Такий шлях від воднево-гелієвої атмосфери до сучасної, головну роль в якій виконують азот і кисень біогенного походження.

За характером зміни температури у вертикальному напрямі та іншими фізичними властивостям атмосферу поділяють на п'ять концентричних оболонки: тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу і екзосферу, які розділені тонкими (1-2 км) перехідними шарами: тропо-, страто-, мезо- і термопаузами.

Тропосфера (від грец. tropos — поворот) тягнеться від земної поверхні до висоти 16-18 км в екваторіально-тропічних широтах і до 8-9 км над полюсами. У ній укладено майже 80 % повітря атмосфери. Фізичні властивості повітря тропосфери і процеси, що відбуваються в ній, знаходяться у великій залежності від земної поверхні. Від неї повітря одержує тепло, тому з підйомом вгору температура його знижується в середньому на $0,6^\circ$ на кожні 100 м і досягає поблизу тропопаузи в помірних широтах близько -55°C . Величину $0,6^\circ\text{C}/100\text{ м}$ називають **вертикальним температурним градієнтом**. Для тропосфери характерні інтенсивні вертикальні та горизонтальні рухи повітря і його переміщення. У тропосфері міститься майже вся водяна пара атмосфери (99 %), кількість якої швидко зменшується з висотою. Тут відбувається утворення хмар, випадають опади, спостерігаються оптичні, світлові та звукові метеорологічні явища.

Стратосфера (від лат. stratus — шаруватий) тягнеться від тропопаузи до 50-55 км. Тут зосереджено близько 20 % повітря, в якому багато озону. У нижній стратосфері температура більш менш постійна, але вище 25-30 км вона швидко росте за рахунок поглинання озоном ультрафіолетової сонячної радіації і досягає поблизу стратопаузи середньорічного значення біля 0°C . Водяної пари в стратосфері зовсім мало. На висоті 22-25 км у високих широтах спостерігаються краплиннорідкі перламутрові хмари. Раніше стратосферу вважали спокійним середовищем, але виявилось, що в ній відбувається інтенсивна горизонтальна циркуляція.

Мезосфера (від грец. mesos — середній) тягнеться від стратопаузи до 80 км. У ній температура знижується до -80 — -85°C . У її верхніх шарах утворюються тонкі крижані сріблясті хмари.

В цілому в трьох нижніх шарах міститься 99,5 % всієї маси атмосфери.

Термосфера (від грец. therme — тепло) — шар від мезопаузи до 800 км. Температура в ньому зростає до 1500°C , але в розрідженому повітрі вона характеризує лише кінетичну енергію руху частинок. У нижній термосфері згорають метеори.

Екзосфера (від грец. *exo* — зовні) — зовнішній (вище 800 км) дуже розріджений шар атмосфери з температурою біля 2000°C. Тут швидкість руху атомів водню та гелію така, що вони частково вислизують у міжпланетний простір, за що цей шар називають сферою розсіювання.

З погляду іонізації атмосфера поділяється на нейтросферу (три нижні шари) й іоносферу (два верхні шари). У іоносфері спостерігаються полярні сьйва, магнітні бурі. Вивчення нижніх шарів атмосфери та властивостей повітря почалося у другій половині XVIII ст. з систематичних інструментальних вимірювань і візуальних спостережень за окремими метеорологічними елементами в приземних шарах повітря. З 30-х років XX ст. стали здійснюватися аерологічні спостереження за станом вільної атмосфери за допомогою аеростатів і стратостатів. Потім почали застосовувати кулі-зонди, що підіймаються до висоти 15-16 км, і радіозонди — до висоти 40-50 км. Після другої світової війни з'явилися метеорологічні ракети, що підіймаються до 100-120 км. Для дослідження іоносфери почали використовувати геофізичні ракети (зокрема з піддослідними тваринами), що досягли висоти майже 500 км. На теперішній час спостереження з Космосу здійснюють геостаціонарні супутники. Орбіта останніх співпадає з площиною екватора, вони рухаються з тією ж кутовою швидкістю, що і Земля. Ці супутники здатні передавати на Землю безперервну інформацію про температуру земної і морської поверхні, хмарності, ведуть спостереження за сніговим і льодовим покривом. Дослідження верхніх шарів атмосфери істотно уточнили наші знання про будову та властивості повітряної оболонки Землі.

Значення атмосфери виключно велике та багатоманітне, оскільки вона є посередником між Землею та Космосом і тісно взаємодіє зі всіма іншими земними оболонками — гідросферою (особливо океаносферою), літосферою, біосферою.

Атмосфера захищає органічний світ Землі від згубної дії ультрафіолетової сонячної радіації, корпускулярних потоків, космічного проміння різного походження. Вона служить бронєю для залізо-кам'яних метеорних потоків. Атмосфера створює сприятливі теплові умови для життя на земній поверхні, оберігаючи її від згубної спеки та холоду. Без атмосфери не було б ні опадів, ні вітру, ні звуку, ні сутінок, ні полярних сьйв і ніяких інших метеорологічних явищ. Повітря атмосфери сучасного складу, будучи саме в значній мірі продуктом життєдіяльності організмів, необхідне всьому живому.

Між атмосферою і земною поверхнею відбувається безперервний обмін теплом і вологою. Причому, основним акумулятором тепла і постачальником вологи є Світовий океан. Крім того, Світовий океан, разом із зеленим покривом суші, виконує функцію легенів нашої планети: він активний поглинач діоксиду вуглецю, що міститься в повітрі, і в той же час — житло водоростей, що вносять великий внесок у постачання атмосфери киснем.

Атмосфера в своєму розвитку тісно пов'язана із літосферою. Завдяки геологічним і геохімічним процесам вона одержала і продовжує одержувати з надр Землі значну частину газів. Коливання температури, вітер, опади є екзогенними чинниками рельєфоутворення.

Атмосфера виконує важливу роль у господарській діяльності людини та випробовує серйозну антропогенну дію, особливо в останні десятиліття. Вона найчастіше негативна. Тому багато прикладів глобального масштабу. Забруднення атмосфери діоксидом вуглецю і іншими газами сприяє поглинанню земного випромінювання і підвищенню температури повітря. Знищення лісів, особливо екваторіальних, ослаблює надходження в атмосферу кисню. Зростання концентрацій аерозолів, викиди теплових відходів, руйнування озонового шару, зміни в характері поверхні суші (відкриття земель, меліорація) і океану (нафтова плівка), військові дії — все це впливає на атмосферу та клімат і може викликати ланцюгову реакцію ряду небажаних природних явищ.

Але найстрашнішими кліматичними (і не тільки кліматичними!) наслідками можуть обернутися ядерні війни, які здатні викликати радіаційний мутагенез і забруднення атмосфери пилом і димом вогнищ, тобто аерозольну кліматичну катастрофу. Кліматичним ефектом стане швидке (за декілька днів), глибоке (на декілька десятків градусів) і тривале (до декількох місяців) похолодання до мінусових показників навіть в екваторіальних широтах. На планеті може наступити «ядерна зима». Все це свідчить про необхідність розумного поєднання господарської та політичної діяльності з охороною атмосфери в міжнародному масштабі.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Вкажіть склад сухого повітря атмосфери та значення її основних газів для географічної оболонки.
2. Яка вертикальна структура атмосфери? Дайте порівняльну характеристику тропосфери та стратосфери за комплексом ознак.
3. Яка роль водяної пари в атмосфері?
4. Що таке аерозолі, які шляхи їх надходження в атмосферу та їх роль? Як утворюються кислотні дощі і в чому їх шкода?

РАДІАЦІЯ В АТМОСФЕРІ

1. Пряма, розсіяна та сумарна радіація.
2. Відображена та поглинена радіація. Випромінювання земної поверхні й атмосфери.
3. Радіаційний і тепловий баланс земної поверхні і атмосфери.

Сонце є джерелом корпускулярного і електромагнітного випромінювань. Корпускулярне випромінювання не проникає в атмосферу нижче 90 км. Електромагнітна сонячна радіація досягає земної поверхні. Вона складає одну двохмільярдну частку від всієї енергії Сонця і проходить шлях від Сонця до Землі за 8,3 хв. Сонячна радіація — джерело енергії всіх процесів, що відбуваються в атмосфері та на земній поверхні. Вона короткохвильова і складається з невидимої ультрафіолетової радіації — 9 %, видимої світлової — 47 % і невидимої інфрачервоної — 44 %. Оскільки майже половина сонячної радіації є видимим світлом, Сонце служить не тільки джерелом тепла, але і світла — теж необхідної умови для життя на Землі.

Радіацію, що приходить до Землі безпосередньо від Сонячного диска, називають прямою сонячною радіацією. За одиницю вимірювання інтенсивності прямої радіації прийнята кількість енергії, які одержує 1 см^2 поверхні в хвилину при перпендикулярному падінні сонячного проміння. На верхній межі атмосфери вона складає $8,3 \text{ Дж/см}^2 \text{ хв}$, або $1,98 \text{ кал/см}^2 \text{ хв}$. Ця величина називається сонячною постійною (S_0). Клімат на верхній межі атмосфери називається радіаційним, або солярним. Радіація і температура на земній поверхні істотно відрізняється від солярного клімату за рахунок ослаблення радіації в атмосфері у результаті віддзеркалення, поглинання та розсіювання, а також унаслідок віддзеркалення від земної поверхні.

Зі всієї радіації, що приходить на верхню межу атмосфери, 21 % відображається від хмар і повітря назад у космічний простір. Решта радіації поступає в атмосферу, де пряма радіація частково поглинається і розсіюється. Ослаблена пряма радіація, що залишилася, досягає земної поверхні (24 %). Закономірності ослаблення її в атмосфері виражаються законом Бугера: $S = S_0 \times r^m$ (Дж або кал/см² хв), де S — кількість прямої сонячної радіації, що досягла земної поверхні, на одиницю площі, розташовану перпендикулярно до сонячного проміння за одиницю часу, S_0 — сонячна постійна, r — коефіцієнт прозорості в частках від одиниці, що вказує, яка частина радіації досягла земної поверхні, m — шлях променя в атмосфері.

Потік прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню називають інсоляцією (S_1). Вона обчислюється за формулою: $S_1 = S \times \sin h$ (Дж або кал/см² за 1 хв), де h — висота Сонця. На одиницю горизонтальної поверхні природно доводиться менша кількість енергії, ніж на одиницю площі, розташовану перпендикулярно до сонячного проміння.

В атмосфері поглинається близько 23 % і розсівається 32 % прямої сонячної радіації, причому 26 % розсіяної радіації приходить потім до земної поверхні, а 6 % йде в Космос.

Розсіювання — відхилення світлового проміння у всі сторони від первинного напрямку, так що розсіяна радіація приходить до земної поверхні не від сонячного диску, а від всього небесного схилю. Чим коротша довжина хвилі, тим інтенсивніше розсіювання, тому більше розсівається ультрафіолетове проміння, а з видимих — фіолетові та сині. Звідси блакитний колір повітря і відповідно неба в ясну погоду. Пряма ж радіація виявляється в основному жовтою, тому сонячний диск бачиться жовтуватим. При сході та заході Сонця, коли шлях променя в атмосфері довший і розсіювання більше, Сонце здається червоним. Розсіяна радіація обумовлює світло вдень при похмурій погоді і в тіні при ясній погоді, з нею пов'язане явище сутінків і білих ночей.

Уся сонячна радіація — пряма та розсіяна — що приходить на земну поверхню, називається сумарною радіацією. Вона складає 50 % від всієї радіації, що приходить до верхньої межі атмосфери.

У розподілі сумарної радіації на земній поверхні спостерігається ряд закономірностей.

Головна закономірність — зональна: сумарна радіація зменшується від екваторіально-тропічних широт до полюсів відповідно до зменшення кута

падіння сонячного проміння. На величину радіації впливають також хмарність і прозорість атмосфери. Найбільша величина сумарної радіації 8000-7500 МДж/м² год (близько 200 ккал/см² год) спостерігається в тропічних широтах, де мала хмарність і сухе прозоре повітря. Поблизу екватора величина сумарної радіації знижується до 5600-6500 МДж/м² год (140-160 ккал/см² рік) через велику хмарність, вологість і меншу прозорість повітря. У помірних широтах сумарна радіація складає 5000-3500 МДж/см² год (120-80 ккал/см² рік), у приполярних — 2500 МДж/м² рік (60 ккал/см² год). Причому, в Антарктиді вона більша, ніж в Арктиці, через велику висоту материка (більше 3 км) і тому малу густину повітря, а також його сухість і велику прозорість. Зональність сумарної радіації краще виражена над океанами, ніж над континентами.

Друга закономірність сумарної радіації полягає у тому, що материки одержують її більше, ніж океани, так як над континентами в цілому менша хмарність і сухіше повітря.

Третя закономірність полягає у тому, що в північній більш материковій півкулі сумарна радіація більша, ніж у південній — океанічній, де через велику кількість хмар велика частка відбивання від них радіації і, крім того, менша прозорість вологого морського повітря.

Найбільша річна амплітуда сумарної радіації — різниця між найбільшою і найменшою середньомісячною величиною спостерігається за полярними колами, особливо в Антарктиді, сама незначна — в екваторіальній зоні.

Сумарна сонячна радіація, що приходить на земну поверхню, частково від неї відображається і втрачається нею — це відображена радіація (3 %). Радіація, що залишилася, поглинається верхнім шаром ґрунту або води — це поглинена радіація (47 %). Вона служить джерелом енергії всіх рухів і процесів в атмосфері. Величина віддзеркалення і відповідно поглинання сонячної радіації залежить від відбивної здатності поверхні, або альbedo. Альbedo поверхні — це відношення відображеної радіації до сумарної радіації, виражене в частках від одиниці або у відсотках.

Альbedo земної поверхні залежить від її властивостей і стану (кольору, вологості, шорсткості і т.д.) та змінюється у великих межах, особливо в помірних і субполярних широтах у зв'язку зі зміною сезонів року. Найвище альbedo має поверхня на яку щойно випав сніг — 80-90 %, на сухому піску — 40 %, на вологому чорноземі — 5 %. У полярних областях високе альbedo снігу зводить нанівець перевагу високих величин сумарної радіації, отриманих у літнє півріччя. Альbedo водних поверхонь у середньому менше, ніж суші, оскільки у воді проміння глибше проникає у верхні шари, ніж у ґрунтах, розсіваються там і поглинаються. При прямовисному падінні проміння альbedo води складає 2-5 %, при малих кутах — до 70 %.

В цілому планетарне альbedo Землі складає 30 % і складається з відображеної від атмосфери (21 %) і від земної поверхні (3 %) радіації і розсіяної радіації, що йде в Космос (6 %).

Земна поверхня, поглинаючи сонячну енергію і нагріваючись, сама стає джерелом випромінювання тепла в атмосферу та світовий простір. При цьому чим вище температура ділянки поверхні, тим більше його випромінювання. На

відміну від короткохвильової сонячної та відображеної радіації, власне випромінювання земної поверхні довгохвильове, теплове (E_s). Велика частина земного випромінювання затримується атмосферою. Поглинаючи земне випромінювання, атмосфера нагрівається, і сама випромінює тепло.

Атмосферне випромінювання теж довгохвильове. Велика його частина направлена назад до земної поверхні та називається зустрічним випромінюванням атмосфери. Різниця між випромінюванням земної поверхні та зустрічним випромінюванням атмосфери називається ефективним випромінюванням. Воно показує фактичну втрату тепла земною поверхнею і складає 18 %. На ефективне випромінювання істотно впливає вологість повітря та хмарність: у похмуру погоду воно менше, в ясну — велике, що приводить до великого добового перепаду температур.

Здатність атмосфери пропускати сонячну радіацію, але затримувати завдяки водяній парі, діоксиду вуглецю і озону земне випромінювання, називається **парниковим, або оранжерейним ефектом**.

Різниця між поглиненою радіацією й ефективним випромінюванням складає радіаційний баланс, або залишкову радіацію земної поверхні. Радіаційний баланс земної поверхні позитивний і складає 29 %.

Річна сума радіаційного балансу майже усюди на Землі позитивна, за винятком крижаних плато Антарктиди та Гренландії. Його річні величини закономірно зменшуються від екватора до полюсів відповідно до головного чинника — сумарної радіації.

Радіаційний баланс над океаном вищий, ніж над сушею. Це пояснюється меншим альбедо води, особливо в екваторіально-тропічних широтах, і зниженим ефективним випромінюванням через значний вміст вологи в повітрі та хмарність. У наслідок підвищених величин радіаційного балансу та великої площі Океану на планеті (71 %) йому належить провідна роль у тепловому режимі Землі. А різниця в радіаційному балансі океанів і материків обумовлює їх постійний і глибокий взаємовплив один на одного на всіх широтах.

Сезонні зміни радіаційного балансу в екваторіально-тропічних широтах невеликі. Наслідком цього є невеликі коливання температури протягом року. Тому сезони року визначаються тут не термікою, а річним режимом опадів. У позатропічних широтах відбуваються якісні зміни радіаційного балансу від позитивних показників влітку до негативних — взимку.

Лінія нульового радіаційного балансу найхолоднішого місяця проходить над сушею приблизно уздовж 40° широти, над океанами — уздовж 45° . Різна термобарична ситуація між низькими та високими широтами призводить взимку до активізації атмосферних процесів. Негативний радіаційний баланс взимку в помірних і полярних широтах частково компенсується притоком тепла з повітряними та водними масами з екваторіально-тропічних широт. На відміну від низьких широт, у помірних і високих широтах терміка, залежна від радіаційного балансу й обумовлює сезони року.

Радіаційний баланс атмосфери здійснюється за рахунок поглинання сонячної радіації та земного випромінювання і витрати на зустрічне

випромінювання до Землі та випромінювання, що йде, в Космос. Радіаційний баланс атмосфери негативний (-29 %).

Радіаційний баланс земної поверхні, змінюючись протягом року, є основним кліматоутворюючим чинником. У той же час це найважливіша складова теплового балансу, тобто суми потоків тепла, що приходять на земну поверхню та відходять від неї. Оскільки середня багаторічна температура верхніх шарів ґрунту та води Світового океану вважається постійною, G_p можна не враховувати. Тепловий баланс поверхні й атмосфери разом як цілого в середньому за багаторічними спостереженнями дорівнюють нулю.

В цілому, радіаційний і тепловий баланси земної поверхні й атмосфери врівноважують один одного, а Земля знаходиться в стані променистої та теплової рівноваги.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Який спектральний склад електромагнітної сонячної радіації поза атмосферою?
2. Які зміни зазнає сонячна радіація в атмосфері? Яка величина її ослаблення?
3. Що таке пряма, розсіяна та сумарна сонячна радіація? Які закономірності розподілу сумарної сонячної радіації на Землі?
4. Що відбувається із сумарною сонячною радіацією на земній поверхні? Який вплив альbedo поверхні й ефективного випромінювання на радіаційний баланс і його розподіл на Землі?
5. Що таке «парниковий ефект», які гази його створюють і який його вплив на температуру повітря?

ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ ТА ПОВІТРЯ

1. Нагрівання й охолодження ґрунтів і водойм.
2. Нагрівання і охолодження повітря.
3. Добовий і річний хід температури повітря й амплітуда температури.
4. Географічний розподіл температури повітря по земній поверхні.

Земна поверхня, що безпосередньо нагрівається сонячним промінням і віддає тепло нижчим шарам і повітрю, називається **діяльною поверхнею**. Її стан робить великий вплив на температуру, вологість, вітер та інші метеоеlementи як в приземному шарі повітря, так і на вищерозміщені шари атмосфери, зокрема на утворення хмар і опадів. Температура діяльної поверхні залежить головним чином від величини сонячної радіації, яка визначається географічною широтою та порою року. На віддзеркалення та поглинання сонячної радіації істотний вплив роблять фізичні особливості поверхні. Процеси нагрівання й охолодження суші та водойм різні.

Нагрівання і охолодження суші. На нагрівання ґрунту великий вплив мають колір (визначає відбивну здатність поверхні) та вологість (від якої залежить витрата тепла на випаровування). Добре виражений добовий хід температури ґрунту спостерігається в теплу пору року при ясній погоді. Він має один мінімум температури перед сходом Сонця й один максимум о 13-14 год.

Різниця між ними називається добовою амплітудою температури ґрунту. Вона досить різна залежно від широти місця, пори року, хмарності, експозиції схилів, характеру рослинності, наявності снігового покриву та ін. Її максимальна величина (до 80°C) — в тропічних піщаних пустелях. Різниця між максимальною та мінімальною середньомісячною температурою ґрунту називається річною амплітудою температури ґрунту. Вона незначна в екваторіальних широтах (біля 3°C), максимальна — в приполярних широтах у внутрішніх частинах континентів (70°C).

Нагрівання й охолодження ґрунтів на глибині визначається їх теплопровідністю (залежність пряма) і теплоємністю (залежність зворотна). В середньому добові коливання температур передаються на глибину близько 1 м, річні — на 15 м. Ці шари називають відповідно шаром постійної добової і шаром постійної річної температури. Оскільки на передачу тепла углиб від шару до шару витрачається час, терміни максимальної та мінімальної температури на глибині запізнюються в порівнянні з аналогічною температурою на поверхні: добові показники — на півдобу, річні — від декількох місяців до півроку. У шарі постійної річної температури вона рівна середньорічній температурі на поверхні. Шар ґрунту, який розташований над шаром постійної річної температури та відчуває її сезонні коливання, називається **діяльним шаром**. У області багаторічної мерзлоти під ним залягає мерзлий ґрунт різної потужності, в решті районів — незамерзаючий. Оскільки на суші діяльний шар тонкий, влітку він швидко прогрівається, а взимку швидко втрачає тепло, і теплообмін з повітрям проходить в короткий термін.

Нагрівання й охолодження водою протікає по-іншому, ніж ґрунтів: вода повільніше нагрівається і повільніше охолоджується. Це викликано рядом причин. Питома теплоємність води в два-три рази більша, ніж порід, що складають сушу. Крім того, вода — рухоме середовище, тому тепло в ній проникає на глибину до 200-300 м, на що витрачається час. У добовому ході максимум температури на поверхні водою спостерігається о 15-16 год, мінімум — через 2-3 год після сходу Сонця, добова амплітуда температури води біля 1°C . Добові коливання температур проникають у глибину водою до 15-20 м.

У річному ході температур на поверхні водою максимум у північній півкулі настає в серпні, мінімум — в лютому-березні, а в південній півкулі — навпаки. Річна амплітуда температури води складає від $1-2^{\circ}\text{C}$ в екваторіальних широтах, до $5-10^{\circ}\text{C}$ — в субтропічних і помірних. В цілому добові та річні коливання температури води набагато менші, ніж суші. Річні коливання температури зникають в океанах на глибинах в середньому 200-300 м. Завдяки тому, що водоюми прогріваються набагато глибше, ніж ґрунти, вони, особливо океан, є резервуаром тепла на Землі, нагріваючи повітря в зимовий час.

Термічний режим діяльної поверхні, завдяки теплообміну з нижніми шарами повітря, визначає тепловий режим тропосфери — розподіл температури повітря в горизонтальному і вертикальному напрямках і її коливання в часі (добові, сезонні та багаторічні). Температура повітря є найважливішим показником клімату.

Перенесення тепла від діяльної поверхні вгору здійснюється шляхом теплопровідності, в процесі турбулентного перемішування і теплової конвекції. **Турбулентне перемішування** — рух повітря у вигляді вихорів хаотичного характеру. Воно виникає через нерівномірне нагрівання різних ділянок діяльної поверхні (термічна турбулентність) і через тертя повітря об земну поверхню (динамічна турбулентність). **Теплова конвекція** — впорядковане перенесення у вертикальному напрямі великих об'ємів повітря через сильне нагрівання нижнього шару тропосфери. Висхідний потік супроводжується компенсуючим опусканням повітря в сусідніх районах. Тепловій конвекції належить велика роль у нагріванні тропосфери в екваторіально-тропічних широтах протягом всього року, в помірних широтах — влітку. Над сушею вона інтенсивна вдень, над водоймами — вночі. Джерелом нагріву повітря служить і теплота, що виділяється при конденсації та сублімації водяної пари, будучи одержаною в прихованому вигляді при випаровуванні вологи з діяльної поверхні.

Вихолодження повітря теж здійснюється різними шляхами. Йому сприяє інтенсивне ефективне випромінювання і велика відбивна здатність поверхні, особливо покритої льодом і снігом. Недаремно 11 % поверхні суші, що знаходиться під льодовиками, називають «вікнами втрати тепла» для тропосфери.

Важливим чинником підвищення або пониження температури повітря в тому або іншому місці є **адвекція** «хвиль тепла або холоду» з інших районів земної кулі. Роль адвекції особливо велика при меридіональному перенесенні повітряних мас між низькими та високими широтами і досить відчутна при широтному перенесенні повітря з моря на сушу та навпаки, особливо в зимовий час у позатропічних широтах.

Важлива роль в тепловому режимі повітря тропосфери належить адіабатичному процесу (від грец. *adiabatos* — непрохідний). Він має місце при тепловій конвекції, при русі повітря по фронтальній поверхні, при підйомі та опусканні повітря по схилах гір. При цьому зміна термодинамічного стану повітря протікає без теплообміну з навколишнім середовищем, температура змінюється за рахунок стиснення або розширення повітря. При підйомі повітря потрапляє з щільних шарів атмосфери в розріджені, розширяється, температура його знижується. Якщо повітря ненасичене, відбувається падіння температури по сухоадіабатичному градієнту — біля 1°C на 100 м, якщо насичений — по вологоадіабатичному градієнту — в середньому $0,5^{\circ}\text{C}$ на 100 м, оскільки прихована теплота пароутворення частково компенсує тепло, витрачене на розширення. При опусканні відбувається стиснення повітря, яке супроводжується підвищенням температури приблизно на 1° на 100 м. Адіабатичне охолодження повітря при його русі вгору є причиною утворення хмар. Адіабатичне нагрівання, що супроводжується висушуванням повітря, веде до різкого зменшення опадів і є однією з причин утворення пустель.

Зменшення температури з висотою в тропосфері практично ніколи не буває поступовим і часто спостерігається такий стан повітря, при якому температура з висотою зростає. Таке явище в атмосфері називають **інверсією температури**, а шар повітря, в якому температура з висотою підвищується, —

інверсійним (від лат. *inversio* — перевертання). Інверсії можуть виникати на різних висотах.

Приземні інверсії за походженням можуть бути радіаційні і адвективні. Радіаційні інверсії виникають при охолодженні нижнього шару атмосфери від діяльної поверхні, яка вихолоджується за рахунок випромінювання. Вони трапляються влітку в нічний час при ясній погоді, коли вищезміщені шари ще зберігають денне тепло. У пересіченій місцевості вони часті взимку при безвітряній погоді, коли холодне щільне повітря стікає вниз в улоговини і там застоюється, а на схилах гір повітря виявляється теплішим. Такі радіаційні інверсії називають орографічними. З ними пов'язані крайні низькі температури взимку на північному сході Азії (Оймякон, Верхоянськ). При цьому спостерігається інверсія природно-рослинних поясів в горах, коли тундра розташовується нижче за ліси. Адвективні інверсії утворюються при натіканні теплового повітря на холодну поверхню, від якої воно знизу охолоджується. Вони часті на Східно-Європейській рівнині взимку при вторгненні теплового повітря з Атлантики.

Серед інверсій вільної атмосфери за походженням найбільш значущі фронтальні і антициклональні. Фронтальні інверсії спостерігаються у фронтальних зонах між теплим і холодним повітрям, найбільш характерні в позатропічних широтах у всі сезони року. Інверсії стиснення (осідання) утворюються в антициклонах, де відбувається опускання, адіабатичне нагрівання та висушування повітря. При цьому порції повітря, що опустилися з високих шарів, проходять більший шлях по вертикалі, ніж з нижніх, і тому більше нагріваються. Антициклонні інверсії утворюються на висотах 1-2 км і мають велику вертикальну потужність. Якщо вони розташовуються нижче за рівень конденсації, то перешкоджають утворенню дощових хмар і випаданню опадів не тільки над материками, але і над океанами, наприклад, в субтропіках.

З явищем інверсії температури в приземному шарі повітря зв'язані заморозки. Заморозки — пониження температури на поверхні ґрунту або в приземному шарі повітря вночі до 0°C і нижче при позитивних середньодобових температурах. У помірних широтах заморозки характерні в перехідні сезони року, в субтропічних — можливі взимку, в субполярних — звичні й влітку.

За походженням заморозки бувають трьох типів: радіаційні, адвективні й адвективно-радіаційні. Радіаційні заморозки виникають в результаті нічного випромінювання ґрунту і вихолодження прилеглих шарів повітря. Їм сприяють ясна та безвітряна погода. Ці заморозки звичайно носять місцевий характер і частіше утворюються в низинах, куди вночі стікає холодне важке повітря зі схилів. Адвективні заморозки пов'язані з приходом холодного повітря з температурою нижче 0°C . Ці заморозки охоплюють великі площі та мало залежать від місцевих умов. Адвективно-радіаційні заморозки часті в помірних широтах у кінці весни. Вони обумовлені вторгненням холодного континентального арктичного повітря, що має позитивну температуру, близьку до 0°C . Оскільки таке повітря прозоре, вночі відбувається додаткове

вихолодження поверхні, а від неї і повітря, що сприяє утворенню заморозків. Вони теж охоплюють великі площі.

За часом утворення заморозки бувають ранньо- і пізньовесняні, ранньо- та пізньоосінні. За місцем утворення розрізняють заморозки надгрунтові і повітряні. Шкода від заморозків велика для сільського господарства. Найбільш небезпечні заморозки пізньою весною і ранньою осінню. Заходи боротьби із заморозками направлені на те, щоб підняти температуру. Для цього використовують димові завіси, при яких підвищується температура, знижується прозорість атмосфери і зменшується ефективно випромінювання; полив-дощування, при якому через більшу вологість теж зменшується прозорість повітря, а за рахунок конденсації водяної пари виділяється прихована теплота пароутворення; покриття городніх культур поліетиленовою плівкою і т.д. Дуже важливий прогноз заморозків.

Вимірювання температури повітря й інших метеоелементів проводяться в метеорологічних будках, де термометри поміщають на висоті 2 м від поверхні. Особливості добового та річного ходу температури виявляються при підрахунку середніх результатів за тривалий період спостережень.

Добовим ходом температури повітря називають безперервну зміну його температури протягом доби. В цілому він відображає хід температури земної поверхні, але моменти максимуму та мінімуму температури дещо запізняються. Над сушею максимум температури повітря спостерігається о 14-15 год; над водоймами — близько 16 год, мінімум — над сушею при сході Сонця, над водоймами — через 2-3 год після сходу Сонця. Різницю між максимумом і мінімумом температури повітря протягом доби називають добовою амплітудою температури. Вона залежить від ряду чинників: широти місця, пори року, характеру підстилаючої поверхні (суша або водойма), хмарності, рельєфу, абсолютної висоти місцевості, характеру рослинності та ін. Загалом над сушею вона набагато більша, ніж над океаном.

Річний хід температури повітря — зміна середньомісячних температур протягом року. Він відображає річний хід температури діяльної поверхні. Річна амплітуда температури повітря — різниця середньомісячних температур найтеплішого і найхолоднішого місяців. Її величина залежить від тих же чинників, що і у добовій амплітуді температури, і знаходить схожі закономірності: із збільшенням географічної широти аж до полярних кіл вона росте. Це пов'язано з різним притоком сонячного тепла влітку та взимку внаслідок змінного кута падіння сонячного проміння та різної тривалості добового освітлення протягом року в помірних і високих широтах. Дуже важливим є характер підстилаючої поверхні: над сушею річна амплітуда більше — до 60-65°C, а над водою звичайно менше 10-12°C.

За часом настання екстремальних температур повітря та величині річної амплітуди виділяють чотири типи річного ходу температури, а в них континентальний і морський підтипи. Річна амплітуда температури — один з характерних показників ступеня континентальності клімату. В континентальному кліматі вона більша, ніж в морському, завдяки вищим літнім і нижчим зимовим температурам. Максимальні значення температури в

північній півкулі над континентами приходяться на липень, над океанами — на серпень, мінімальні значення відповідно — на січень і лютий. У південній півкулі — навпаки.

Екваторіальний тип. Річні температури повітря весь рік високі та рівні, але все-таки спостерігаються два невеликі максимуми після днів рівнодень (квітень, жовтень) і два невеликі мінімуми — після днів сонцестояння (липень, січень). Над материками річна амплітуда температури біля 5°C, на узбережжі біля 3°C, над океанами — всього біля 1°C.

Тропічний тип. У річному ході виражений один максимум температури після найвищого положення Сонця і один мінімум — після найнижчого положення Сонця в дні сонцестояння. В середині континентів річна амплітуда температури в основному 10-15°C за рахунок дуже високих літніх температур, над океанами — біля 5°C.

Тип помірних широт. У річному ході температури повітря добре виражені максимум і мінімум відповідно після днів літнього та зимового сонцестояння, причому над материками, окрім західного їх узбережжя, температура якісно змінюється протягом року, переходячи через 0°C. Річна амплітуда температури на материках складає 25-40°C, а в глибині Євразії доходить до 60-65°C через дуже низькі зимові температури. Над океанами і на західному узбережжі материків, де температури весь рік позитивні, річна амплітуда температури невелика — 10-15°C.

Полярний тип характеризується суворою тривалою зимою. У річному ході спостерігаються також один максимум температури біля 0°C — під час полярного дня і один мінімум температури в кінці полярної ночі. Річна амплітуда температури на суші 30-40°C, над океанами та на узбережжі — біля 20°C.

Типи річного ходу температури визначаються з середніх багаторічних даних і відображають періодичні сезонні коливання. З адвекцією повітряних мас пов'язані відхилення температур від середніх значень в окремі роки та сезони. Мінливість середніх місячних температур повітря більшою мірою властива помірним широтам.

Ізотерми. Наочне уявлення про розподіл температури повітря на рівні моря дають карти ізотерм. Ізотермами називають лінії, що сполучають на карті точки з однаковою середньою температурою повітря за певний проміжок часу. Звичайно складають карти середніх річних, а також липневих і січневих ізотерм, як найтеплішого і найхолоднішого місяців.

Найголовнішою закономірністю розподілу тепла на Землі є зональність — зменшення температури від екватора до полюсів. В узагальненому вигляді ця межа температури яскраво виражена на карті річних ізотерм. Планетарний горизонтальний температурний градієнт — зменшення температури повітря на 100 км відстані — направлений від екватора до полюсів. Проте зниження температури при цьому відбувається нерівномірно. У екваторіально-тропічних широтах цей процес йде повільно. Тут горизонтальний температурний градієнт малий, ізотерми розріджені. У помірних широтах, особливо на 40-60°, пониження температури йде досить швидко. Тут горизонтальний градієнт

температури значний, тому ізотерми зближуються. У високих широтах температура повітря знову поступово зменшується, завдяки чому ізотерми розріджені. Внаслідок великого горизонтального градієнту температури в помірних широтах тут часто зустрічаються теплі та холодні повітряні маси, розвивається активна фронтальна діяльність і спостерігається найбільша на Землі нестійкість атмосфери.

Друга закономірність розподілу температури повітря виражається у тому, що всі паралелі північної півкулі тепліші за аналогічні паралелі південної півкулі. Найвища середньорічна температура повітря біля 27°C спостерігається не на екваторі, а на 10° пн. ш. Тут проходить **термічний екватор** — лінія теплового максимуму Землі. Це пояснюється, з одного боку, утеплюючим впливом великої площі весь рік нагрітої суші в тропічних широтах північної півкулі, з іншого — постійним охолоджуючим впливом на південну півкулю Антарктиди. Крім того, в південній півкулі значніша хмарність і у зв'язку з цим більша відбивна здатність атмосфери, великі витрати тепла на випаровування через переважання водної поверхні.

Загалом річні ізотерми, не дивлячись на згладжену сезонну відмінність температури над материками й океанами, не співпадають з паралелями. Лише в помірних і прилеглих до них широтах південної півкулі ($40\text{-}70^{\circ}$) над однорідною водною поверхнею ізотерми близькі до зонального розподілу. Неспівпадання ізотерм з паралелями наочно виступає при аналізі карт липневих і січневих ізотерм, особливо у позатропічних широтах.

Літні ізотерми (липневі — в північній півкулі, січневі — в південному) усюди йдуть в широтному або субширотному напрямку, оскільки температура повітря в цей сезон визначається головним чином величиною сонячної інсоляції. Оскільки влітку материки тепліші за океани, ізотерми над ними дещо відхиляються у бік полюсів, а над океанами — у бік екватора. Над материками в тропічних широтах утворюються осередки тепла: у липні — в Північній Африці над Сахарою (до 58°C), в Північній Америці — в Каліфорнії, в долині Смерті (до 57°C); у січні — над Південною Африкою в Калахарі (до 45°C) і в Австралії (до 52°C).

У літній час обох півкуль горизонтальні градієнти температури на всіх широтах порівняно невеликі, тому ізотерми розріджені. У зв'язку із зменшенням температурних контрастів між широтами, меридіональний перенос повітряних мас скорочується і циклонічна діяльність слабшає.

Зимові ізотерми (січневі — в північній півкулі, липневі — в південній) у позатропічних широтах значно відхиляються від паралелей: над океанами згинаючись далеко у бік полюсів, утворюючи «язики тепла», над материками — у бік екватора, утворюючи «язики холоду». Над материками навколо «полюсів холоду» ізотерми замкнуті. Сезонний полюс холоду в Якутії облямований ізотермою -50°C , в Антарктиді близько -70°C . Відхилення ізотерм від широтного напрямку особливо яскраво виражене в помірних широтах уздовж узбережжя материків, особливо західних. Це можна прослідкувати на прикладі нульової ізотерми січня, по обидві сторони від якої температура повітря якісно різна. Загалом, хід зимових ізотерм набагато складніший, ніж літніх, особливо в

північній півкулі, перш за все в результаті чергування материків і океанів. Горизонтальний градієнт температури взимку досить великий, тому ізотерми зближуються. У помірних-субтропічних широтах північної півкулі (біля 40° пн.ш.) він в три рази вищий, ніж влітку. З цим пов'язана найактивніша фронтальна діяльність.

Аналіз літніх і особливо зимових ізотерм свідчить, що разом із зональністю температур на Землі існує регіональність (секторність), яка чіткіше виражена в позатропічних широтах північної півкулі. Головною причиною відхилення ізотерм від зонального простягання є нерівномірний розподіл суші та води з їх неоднаковими умовами нагрівання й охолодження. Максимальне відхилення ізотерм спостерігається при переході з океану на сушу. Додатковими причинами, що ускладнюють широтний хід ізотерм, служать океанічні течії й атмосферна циркуляція, які здійснюють адвекцію тепла або холоду. Так, в субтропічних-тропічних широтах біля західних берегів материків над холодними течіями в обох півкулях ізотерми відхиляються у бік екватора, біля східних берегів над теплими течіями — у бік полюсів. У помірних-субполярних широтах північної півкулі над холодними течіями біля східних берегів материків (Лабрадорською, Курило-Камчатською) ізотерми відхиляються на південь, а біля західних берегів над теплими течіями — на північ. Особливо грандіозний вплив Північно-Атлантичної та Норвезької (є продовженням попередньої) течії, води яких безпосередньо несуть тепло за полярне коло, нагріваючи повітря над ним. Зараз встановлено, що половина загального адвективного перенесення тепла з низьких широт у високі здійснюється через атмосферну циркуляцію, а половина — з морськими течіями. У зворотному напрямку з холодними течіями та повітряними масами відбувається не менш могутня адвекція холоду.

При аналізі ходу ізотерм над сушею треба враховувати також висоту й орографію гір (перш за все сонячні та тіньові схили), а також вплив снігового покриву та льодовиків.

У липні — позитивні температурні аномалії в Сахарі (+8°C), в Аравії (+5°C), на заході США (+8°C) обумовлені інтенсивним нагріванням обширних районів рівнинної суші. Негативні температурні аномалії значні біля західних берегів материків у субтропічних-тропічних широтах (-8°C) — внаслідок холодних течій і порівняно холодного повітря, що поступає з помірних широт по східній периферії океанічних субтропічних баричних максимумів. Менш значні негативні аномалії утворюються біля східних берегів материків в помірних-субполярних широтах (-4°C) у зв'язку з холодними течіями, а в Атлантиці додатково за рахунок холодних вітрів з крижаного плато Гренландії.

У січні негативні температурні аномалії спостерігаються в Північно-східній Азії, у верхів'ях Яни та Индигірки, де аномалія досягає значення -24°C, і в Канаді -15°C. Вони обумовлені мізерним надходженням радіації та інтенсивним ефективним випромінюванням суші в умовах сезонних баричних максимумів, особливо Азіатського. Позитивні аномалії взимку значні над Північною Атлантикою і над Норвезьким морем (+26°C) і над північною частиною Тихого океану (+13°C). Ці аномалії пов'язані з меншим

охладжуванням океану взимку та з адвекцією тепла завдяки теплим течіям і перенесенню повітря з тропічних широт.

Середня річна температура приземного шару повітря для всієї Землі рівна $+14^{\circ}\text{C}$, при цьому липнева $+16^{\circ}\text{C}$, січнева $+12^{\circ}\text{C}$. В цілому північна півкуля ($+15^{\circ}\text{C}$) тепліша південної ($+13^{\circ}\text{C}$).

Абсолютні максимуми температури відмічені на півночі Африки, в Лівії, в Ель-Азізі, $+58,1^{\circ}\text{C}$ і на Мексиканському нагір'ї, поблизу р. Сан (100° з. д., 22° пн. ш.) $+58,0^{\circ}\text{C}$. У південній півкулі найжаркіше місце в Австралії, в середній течії р. Дарлінг $+52,8^{\circ}\text{C}$. Абсолютний мінімум температури зареєстрований в Східній Антарктиді, на внутріконтинентальній станції «Восток», в 1982 р. на абсолютній висоті 3 488 м над рівнем моря $-89,2^{\circ}\text{C}$. У північній півкулі мінімум температури $-71,2^{\circ}\text{C}$ спостерігався в Східному Сибіру, в селищі Оймякон, розташованому в улоговині серед гір, куди стікає щільне холодне повітря. На крижаному плато Гренландії температури взимку -55°C .

Теплові пояси. Зональний розподіл тепла на Землі дозволяє виділити сім теплових поясів — широтних поясів з певними умовами температури повітря, межами яких є ізотерми.

Жаркий пояс займає велику площу в екваторіально-тропічних широтах і обмежений річними ізотермами $+20^{\circ}\text{C}$. Ці ізотерми оконтурюють на суші ареал розповсюдження дикорослих пальм, що плодоносять, в океанах — коралових споруд. Термічний режим цього поясу, не дивлячись на великі розміри, однорідний.

Два помірні пояси північної і південної півкуль обмежені з боку екватора річною ізотермою $+20^{\circ}\text{C}$, з боку полюсів — ізотермою $+10^{\circ}\text{C}$ найтеплішого місяця, яка в Північній півкулі співпадає приблизно з межею лісу та тундри. Помірні пояси широкі та термічно не зовсім однорідні. У них виділяють: субтропічні широти з невисокою позитивною зимовою температурою повітря, що дозволяє зростати тропічній рослинності, помірно-теплі (суббореальні) широти з теплим літом і м'якою зимою, де основні природно-рослинні зони — широколистяні ліси та степи; бореальні широти з прохолодним літом і суворою зимою, де сума тепла достатня для зростання лише хвойних лісів (тайги).

Два холодні пояси обох півкуль лежать між ізотермами $+10^{\circ}\text{C}$ і 0°C найтеплішого місяця. Зважаючи на обмеженість в термічному відношенні вони однорідні. На суші це зона тундри.

Два пояси (області) вічного морозу оконтурюються ізотермою 0°C найтеплішого місяця. Це царство вічних снігів і льодів.

Не дивлячись на схожість термічних поясів обох півкуль, через теплову дисиметрію Землі щодо екватора, всі вони зміщені на північ. Крім того, Антарктика холодніша за Арктику. Термічні умови поясів порушуються в гірських країнах внаслідок зменшення температури з висотою.

Питання і завдання для самоконтролю

1. У чому відмінність нагрівання суші та водойм і який їх вплив на добовий і річний хід температури повітря?

2. Назвіть типи та підтипи річного ходу температури повітря і поясніть їх особливості. Що таке річна амплітуда температури повітря? Як впливає на її величину географічна широта та віддаленість пункту від океану?

3. Опишіть і поясніть закономірності розподілу температур повітря в липні і січні.

4. Як змінюється температура повітря з висотою? Що таке інверсії температури і які їх типи і значення?

5. Адіабатичний процес і його значення для природних процесів.

ВОДА В АТМОСФЕРІ

1. Випаровування та випаровуваність.
2. Основні характеристики вологості повітря.
3. Тумани.
4. Хмари.
5. Атмосферні опади. Добовий і річний хід опадів.
6. Географічний розподіл опадів.
7. Сніговий покрив.
8. Атмосферне зволоження.

Вода, що входить до складу повітря, знаходиться у ньому в газоподібному (водяна пара), рідкому та твердому стані. Вона потрапляє в повітря в результаті випаровування з поверхні водойм і суші (фізичне випаровування), а також внаслідок транспірування (випаровування рослинами). Приземні шари повітря, що збагачуються водяною парою, стають легшими і підіймаються вгору. В наслідок адіабатичного пониження температури повітря, що підіймається, вміст водяної пари в ньому, врешті-решт, стає гранично можливим. Відбувається конденсація водяної пари, утворюються хмари, а потім опади, які випадають на землю. Так відбувається кругообіг води. Водяна пара в атмосфері оновлюється в середньому приблизно кожні десять діб.

Важлива ланка кругообігу води — випаровування, яке полягає в переході води з рідкого або твердого агрегатного стану (сублімація) в газоподібний і надходженні невидимої водяної пари в повітря. Випаровування — це фактична кількість води, що випаровується, на відміну від випаровуваності — максимально можливого випаровування, необмеженого запасами вологи. Тому над океанами випаровування рівне випаровуваності. Інтенсивність випаровування, або швидкість його, — це кількість води в грамах, що випаровується з 1 см^2 поверхні в секунду. На практиці випаровування розраховують у міліметрах шару води, що випарувалася за триваліші проміжки часу (доба, місяць). Шар води в 1 мм з площі 1 м^2 рівний масі води 1 кг . Випаровуванню сприяють: висока температура поверхні випаровування, значна швидкість вітру, дефіцит вологості. Тиск зменшує випаровування, оскільки чим він більший, тим важче молекулам води відірватися від її поверхні випаровування.

При випаровуванні з поверхні ґрунту треба враховувати такі його фізичні властивості, як колір (темні ґрунти через великий нагрів випаровують більше),

механічний склад (у суглинних ґрунтів вищі водопідіймальна здатність та інтенсивність випаровування), вологість (чим ґрунт сухіший, тим слабкіше випаровування). Важливі й такі показники, як рівень ґрунтових вод (чим він вищий, тим більше випаровування); рельєф (на піднятих місцях повітря рухоміше, ніж в низинах); характер поверхні (шорстка в порівнянні з гладкою володіє більшою площею випаровування); рослинність, яка зменшує випаровування з ґрунту. Проте рослини самі випаровують багато води, забираючи її з ґрунту за допомогою кореневої системи. Тому в цілому вплив рослинності багатоманітний і складний.

На випаровування витрачається тепло, внаслідок чого температура поверхні випаровування знижується. Це має велике значення для рослин, особливо в екваторіально-тропічних широтах, де випаровування зменшує їх перегрів.

Добовий і річний хід випаровування тісно пов'язаний з температурою повітря. Тому максимум випаровування протягом доби спостерігається біля полудня і добре виражений лише в теплу пору року. У річному ході випаровування максимум приходиться на найтепліший місяць, мінімум — на холодний. У географічному розподілі випаровування та випаровуваності, залежних перш за все від температури та запасів води, спостерігається зональність.

У екваторіальній зоні випаровування та випаровуваність над океаном і сушею приблизно однакові й складають близько 1000 мм в рік.

У тропічних широтах їх середньорічні значення максимальні. Але найбільші значення випаровування — до 3 000 мм спостерігаються над теплими течіями, а випаровуваність 3 000 мм — в тропічних пустелях Сахари, Аравії, Австралії при фактичному випаровуванні близько 100 мм. Над материками Євразії та Північної Америки випаровування менше і поступово зменшується з півдня на північ через зниження температур, а також вглиб материків у пустелях до 100 мм зважаючи на зменшення запасів вологи в ґрунті. Випаровуваність в пустелях, навпаки, максимальна — до 1500 мм/рік. У полярних широтах випаровування та випаровуваність малі — 100-200 мм і однакові над морськими льодами Арктики та над льодовиками суші.

Вміст в повітрі водяної пари, характеризується рядом величин.

Абсолютна вологість — маса водяної пари в грамах в 1 м^3 повітря (г/м^3). Абсолютну вологість повітря часто виражають через фактичну пружність, або тиск водяної пари. Вона залежить від температури та запасів вологи в ґрунті: чим вони вищі, тим більше водяної пари може міститися в повітрі, але до певної межі — стану насичення. Абсолютна вологість повітря більша над океанами, ніж над материками, де обмежені запаси води.

Тиск насиченої водяної пари, або пружність насичення «Е» — це тиск водяної пари в стані насичення. Це максимальний тиск водяної пари, можливий при даній температурі. Залежність від температури пряма.

Відносна вологість повітря — це відношення фактичної пружності водяної пари до пружності насичення при даній температурі, виражене у

відсотках. Вона показує ступінь насичення повітря водяним паром. Залежність від температури зворотна.

Дефіцит насичення — різниця між пружністю насичення при даній температурі повітря і фактичною пружністю водяної пари. Він характеризує нехватку пари для насичення повітря.

Точка роси — температура, при якій водяна пара, що міститься в повітрі, досягає насичення при незмінному тиску. Відносна вологість повітря при цьому стає 100 %. Чим менша різниця між фактичною температурою і точкою роси, тим ближче повітря до стану насичення. Після досягнення точки роси настає конденсація водяної пари.

У розподілі вологості повітря спостерігається зональність.

Фактична пружність водяної пари закономірно зменшується від екватора до полюсів. Поблизу екватора її річна величина складає близько 20 г, в тропічних широтах — 10 г (взимку) — 20 г (влітку), в помірних відповідно 2-5 — 15-20 г, поблизу полюсів 1-3 г.

Географічний розподіл відносної вологості повітря має складніший характер у порівнянні з абсолютною вологістю, і її зміни по широтах не такі значні. Весь рік вона велика в екваторіальній зоні (80-85 %), де великий вміст вологи в повітрі, але не дуже високі температури внаслідок витрат тепла на випаровування. Таких же високих значень відносна вологість досягає і в полярних районах, але причина інша: тут дуже низька температура, особливо взимку під час полярної ночі, в зв'язку з чим навіть при малому вмісті волога в повітрі близька до стану насичення.

У тропічних широтах відносна вологість знижена і в середньому за рік складає близько 70 %, а в пустелях і напівпустелях — 50-60 %. У помірних широтах її значення досягає 70-80 %. Якнайменша середньорічна величина відносної вологості (менше 30 %) зафіксована в долині р. Ніл (р. Хартум), найбільша (близько 90 %) — в гирлі Амазонки.

Значення вологості повітря для природних процесів досить велике. Абсолютна вологість повітря є величиною, що визначає в значній мірі кількість опадів: чим вона вища, тим вони рясніші. В той же час важливо враховувати і відносну вологість: чим вона більша, тим повітря ближче до стану насичення і конденсації водяної пари. Через більші величини абсолютної та відносної вологості повітря в екваторіальній зоні та його нестійкої стратифікації, там випадає більша кількість опадів. Дані про вологість повітря використовуються в різних галузях господарства, особливо в сільському господарстві.

При конденсації або сублімації вологи на земній поверхні утворюються наземні гідрометеори: роса, іній, твердий наліт, рідкий наліт, паморозь, ожеледь. Роса й іній виникають при нічному вихолодженні підстилаючої поверхні до точки роси в результаті інтенсивного випромінювання. Роса утворюється в теплу пору року, при конденсації водяної пари у вигляді крапель. Іній з'являється весною та восени під час заморозків при сублімації водяної пари у вигляді кристалів. Оскільки роса й іній утворюються безпосередньо на охолоджених поверхнях, а не випадають з повітря, їх не вважають атмосферними опадами. Утворенню роси та інею сприяють чинники, які

сприяють інтенсивному нічному вихолодженню: безхмарна погода, слабкий вітер, тривалі ночі, улоговинний рельєф, куди стікає холодне повітря та ін. «Опадів» роса й іній дають небагато — до 30 мм/рік. Але все-таки в суху жарку погоду роса корисно діє на рослини, що в'януть. При утворенні роси виділяється прихована теплота, яка при температурі, близькій до нуля, достатня для запобігання заморозкам. При утворенні інею, навпаки, збільшується вихолодження, оскільки він володіє великим альбедо. Твердий наліт — кірка льоду завтовшки 1-3 мм звично на вертикальних поверхнях: навітряних сторонах будинків, дерев, стовпів. Рідкий наліт — водяний наліт на вертикальних і близьких до них поверхнях за відсутності дощу. Вони утворюються в холодну половину року, у будь-який час доби при температурі, близькій до нуля, при вторгненні теплого вологого повітря. Шкода від нальоту невелика, але в будівництві це необхідно враховувати, утеплюючи навітряні стіни будівель.

Паморозь — білі, рихлі кристали, схожі на бахрому, що виникають взимку на деревах, дротах, кутах будинків та ін. Утворюється під час туману, коли волога в повітрі знаходиться в краплиннорідкому стані. При значних морозах з крапель туману, що знаходяться в повітрі, волога випаровується. Водяна пара, стикаючись з холодними предметами, сублімується, утворюючи кристали льоду тонкої структури — це кристалічна паморозь (морозні узорі на вікнах). Товщина її як правило не більше 1 см, і небезпеки вона не представляє. При негативних температурах, близьких до нуля, краплі туману, намерзаючи на холодних предметах, утворюють зернисту паморозь, що має вигляд налиплого снігу. Її потужність може досягати до метра та більше, тому вона небезпечна, оскільки ламає гілки дерев, обриває дроти. Особливо могутня паморозь утворюється в горах, покритих хмарами.

Ожеледь — крижана кірка на землі, деревах та інших предметах, що утворюється при випаданні дощу, що переохолоджується, і намерзанні крапель на холодних поверхнях. Ожеледь викликає дорожні катастрофи, травми пішоходів, обмерзання аеродромів, пошкодження озимих посівів. У вільній атмосфері можливе обмерзання літаків, через що погіршуються їх аеродинамічні якості. Ожеледь і ожеледиця — не одне і те ж. Ожеледиця — це шар льоду на землі, що утворився після відлиги або дощу в результаті похолодання до негативних температур.

Туман — зважені в повітрі краплі води і (або) кристали льоду, які знижують горизонтальну видимість до 1 км. Менш щільна, ніж туман, сукупність крапель і кристалів, при якій горизонтальна видимість більше 1 км, називається серпанком. Крім того, розміри крапель при серпанку менші, що теж впливає на видимість. Туман і серпанок — результат конденсації та сублімації водяної пари в приземному шарі атмосфери. Від туману та серпанку слід відрізнити млу — помутніння нижніх шарів атмосфери за рахунок зважених у повітрі частинок пилу та диму при лісових і торф'яних пожежах (своєрідний «сухий туман»). Туман і серпанок можуть виникати як при позитивній, так і при негативній температурі повітря, якщо досягається точка роси і в повітрі є ядра конденсації.

За умовами утворення розрізняють: тумани охолодження (радіаційні й адвективні), тумани випаровування і міські. Радіаційні тумани утворюються в результаті радіаційного охолодження підстилаючої поверхні, а від неї і повітря. Їх виникненню сприяють ті ж умови, які викликають росу та іній. Вони виникають частіше вночі, поширені плямами, над низинами та водоймами, мають потужність десятки, зрідка сотні метрів, вдень звичайно розсіваються. Адвективні тумани (тумани переміщення) утворюються при русі теплого повітря над холодною поверхнею. Вони охоплюють великі простори, тягнуться до висот декількох сотень метрів, звичайно тривалі й існують навіть при сильних вітрах. Такі тумани часті на заході материків помірною поясу взимку, куди поступає тепле і вологе морське повітря, або в Арктиці влітку, коли на охолоджену поверхню води та льоду переміщається тепле повітря з півдня. Схожі на них за умов формування тумани зміщення в місцях зустрічі теплих і холодних морських течій і повітряних мас над ними. Такими є морські тумани в районі острова Ньюфаундленд при зустрічі Гольфстріму та Лабрадорської течії.

Тумани випаровування виникають в тих випадках, коли температура поверхні води вища за температуру повітря. Волога, що при цьому випаровується, поступаючи в холодне повітря, конденсується. Ці тумани характерні взимку над незамерзаючими морями, особливо над теплими течіями, над ополонками на річках і озерах.

Міські тумани властиві крупним містам, де в повітрі велика кількість відходів промислового виробництва, що служать ядрами конденсації. Такі тумани, змішані з димом і вихлопними газами автотранспорту, називають смогами. Вони особливо небезпечні в містах, розташованих в низинах, і при інверсіях, які перешкоджають підйому повітря та розсіюванню забруднень у верхні шари.

Найбільше в році число днів з туманами (близько 80) фіксується в Арктиці, а також в місцях зустрічі теплих і холодних течій.

Люди навчилися штучно створювати тумани для захисту цінних рослин від заморозків або розсіювати їх. Розсіювання туманів, що ускладнюють зліт і посадку літаків, здійснюється за допомогою розпилювання холодореагентів, сильно охолоджуючих навколишнє повітря. При цьому утворюються крижані кристали, які, укрупнюючись, випадають у вигляді опадів на землю, «розкриваючи» аеропорти.

Хмари — видиме скупчення крапель води і кристалів льоду на деякій висоті в атмосфері (тропосфері). Хмари утворюються в результаті конденсації та сублімації водяної пари внаслідок адіабатичного охолодження повітря при підйомі. Висота, на якій починається конденсація або сублімація водяної пари, називається рівнем конденсації або сублімації. Вона співпадає з нижньою межею хмар і залежить від первинної температури та відносної вологості повітря біля земної поверхні.

Важливою характеристикою хмар, що визначають можливу кількість опадів, є їх водність — вміст в них води в рідкому та твердому вигляді (г/м^3). Водність хмар завжди менше абсолютної вологості повітря, оскільки в рідкий і твердий стан переходить лише частина водяної пари.

Існує декілька класифікацій хмар за різними ознаками.

За фізичним складом хмари можуть бути водяні (краплинні), крижані (кристалічні) і змішані, що складаються з крапель, що переохолоджуються, і кристалів. У теплу пору року водяні хмари утворюються в нижніх шарах тропосфери (при позитивних і негативних температурах до -10°C), змішані — в середніх, крижані — у верхніх (коли температура буде складати нижче -30°C). Між ними немає різких меж. У холодну пору року при дуже низьких температурах хмари повністю крижані. Водність водяних хмар (до 5 г/м^3) більша, ніж крижаних (соті-тисячні частки г/м^3).

За зовнішньою формою хмари дуже різноманітні. У основі міжнародної морфологічної класифікації хмар лежить поділ їх на чотири родини за висотою їх нижньої межі та на десять ярусів за зовнішнім виглядом, які, у свою чергу, поділяються на види та різновиди.

За характером утворення хмари поділяють на дві групи: внутрішньомасові, виникаючі всередині однорідних повітряних мас, і фронтальні — на межах між повітряними масами. В середині них виділяються генетичні типи.

До утворення внутрішньомасових хмар призводять такі процеси, як термічна та динамічна конвекція (конвективні хмари), хвильові рухи (хвилясті хмари) та турбулентне перемішування повітря (шаруваті хмари).

Хмари термічної конвекції утворюються при інтенсивному, але неоднорідному нагріві підстилаючої поверхні. Особливо контрастні умови нагріву в гірських країнах, де схили сонячної експозиції одержують тепла в десятки разів більше, ніж тіньові схили. Над більш нагрітими ділянками розвиваються висхідні рухи повітря, над менш нагрітими — компенсуючі низхідні. При цьому важливо, щоб повітряна маса, що підіймається, була з нестійкою стратифікацією до рівня конденсації і не зустрічала на своєму шляху вгору затримуючого інверсійного шару. Хмари термічної конвекції утворюються весь рік в екваторіально-тропічних широтах, причому над сушею вони виникають вдень, а над морем — в основному вночі. У помірному поясі вони виникають влітку. Хмари динамічної конвекції утворюються при зустрічі повітряного потоку з гірськими хребтами та розвиваються над їх навітряними схилами. Конвективні хмари за зовнішнім виглядом кучовидні, до них відносяться купчасті і купчасто-дошові хмари.

Хвилясті (хвилеподібні) хмари утворюються при інверсіях в антициклонах. Нижня межа інверсійного шару є поверхнею розділу між теплим і холодним повітрям, що лежить нижче. На ній розвиваються повітряні хвилі різної висоти та довжини, подібно хвилям між повітрям і водою. На «гребенях» хвиль повітря, що підіймається, додатково адіабатично охолоджується, можлива конденсація водяної пари і утворення хмар. В «улоговинах» між гребенями повітря опускається, адіабатично нагрівається, віддаляється від стану насичення, утворюються просвіти блакитного неба. Так формуються хмари хвилястої структури, що складаються з валів і гряд. До них відносяться перисто-купчасті, високо-купчасті і шарувато-купчасті хмари.

Шаруваті хмари утворюються в результаті турбулентного перемішування та підняття нижніх шарів повітря при посиленні вітру, особливо якщо в приземному шарі спостерігаються тумани.

На межах повітряних мас з різними властивостями при повільному натіканні теплого повітря (або підтіканні холодного повітря під тепле) у тепловому повітрі, що підіймається, виникають хмари висхідного ковзання. Це величезні хмарні системи, витягнуті на тисячі кілометрів у довжину та на сотні кілометрів завширшки. Нижня межа хмар співпадає з поверхнею розділу повітряних мас, верхня майже горизонтальна і розташовується на висоті 6-8 км. Найбільша вертикальна потужність хмар спостерігається поблизу земної поверхні — це шарувато-дошові хмари, що дають обложні опади. У міру підняття висоти основи хмар потужність їх зменшується, і хмари послідовно заміщуються на високо-шаруваті, перисто-шаруваті та перисті.

Ступінь покриття небесного склепіння хмарами називають хмарністю. Її визначають візуально та виражають в балах від 1 до 10. Наприклад, якщо 30 % небесного склепіння покрите хмарами, хмарність складає 3 бали. Хмарність впливає на процеси теплообігу на Землі: вона зменшує пряму, але збільшує розсіяну сонячну радіацію, ослаблює ефективне випромінювання, впливає на умови освітленості. Хмарність максимальна в субполярних широтах, значна в районі екватора, мінімальна в тропічних широтах. В середньому для всієї земної кулі хмарність складає 5,4 бали (тобто більше 50 %), над океаном вона більша — 5,8 балів, ніж над сушею — 4,9 балів.

З хмарами пов'язані такі атмосферні явища, як блискавка, грім, веселка.

Атмосферні опади — краплі та кристали, що випадають з хмар на земну поверхню. Вони бувають рідкі, тверді та змішані. До рідких відносяться дощ і мряка. Тверді опади — це сніг, крупа (крижана та сніжна), крижаний дощ, град. До змішаних опадів відноситься мокрий сніг (сніг з дощем).

Для випадання опадів з хмар краплі та кристали повинні укрупнитися або шляхом конденсаційного зростання, тобто випаровування вологи з одних, звичайно дрібніших крапель, і осадження їх на інших (основний шлях), або шляхом коагуляційного росту в результаті зіткнень. Найсприятливіші умови створюються у разі сусідства крапель і кристалів, що служать ядрами конденсації та сублімації.

Коли ядрами конденсації виявляються такі аерозолі, як частинки диму, лесу, крейди й інші забарвлені домішки, а також водорості та мікроорганізми, випадають «незвичайні» за кольором і складом опади. Особливо небезпечні радіоактивні опади.

Важливою характеристикою опадів служить їх інтенсивність. Вона виражається товщиною шару води в міліметрах, який утворюється на горизонтальній поверхні від опадів за певний проміжок часу (хвилину, добу) за відсутності стоку, випаровування та просочування.

За характером випадання розрізняють три типи опадів: зливові, обложні і мжичка.

Зливові опади випадають з купчасто-дошових хмар. Вони раптові, інтенсивні (більше 1 мм/хв), локальні, нетривалі й тому не завжди рясні. Влітку

крупно-краплинний дощ нерідко випадає з градом, взимку трапляється рясний снігопад у вигляді великих снігів, в перехідні сезони — крупа зі снігом та дощем. Зливові опади характерні для екваторіально-тропічних широт, у помірних часті влітку.

Обложні опади випадають з шарувато-дощових і високо-шаруватих, рідше шарувато-купчастих хмар. Вони помірної інтенсивності, досить рівномірні, тривалі та захоплюють великі площі. Переважають у позатропічних широтах протягом всього року.

Опади, що мжичать, випадають в основному з шаруватих хмар і не рясні.

Загалом, основну масу опадів дають купчасто-дощові та шарувато-дощові хмари. Характер випадання опадів дуже важливий: наприклад, обложні опади більшою мірою просочуються в ґрунти, поповнюючи запаси ґрунтових вод, а зливові в основному збігають по поверхні, викликаючи змив ґрунтів.

За умов утворення розрізняють внутрішньомасові та фронтальні опади. До внутрішньомасових відносяться конвективні опади — результат термічної конвекції й орографічні опади, що утворюються в результаті динамічної конвекції на навітряних схилах гір. Вони в основному зливові. Конвективні опади характерні для жаркого поясу, де інтенсивний нагрів і випаровування, але влітку часті й в помірному поясі. Рясні орографічні опади властиві районам, де тепле вологе повітря натікає на високі гори, наприклад влітку — на південних схилах і в передгір'ях Гімалаїв, на східних схилах гір Тибету, весь рік — на навітряних західних схилах Кордильєр, Анд, Альп та ін. Фронтальні опади пов'язані з утворенням і переміщенням фронтів. Вони або обложні, або зливові залежно від характеру фронтальної діяльності. Завжди випадають із теплішого повітря, від вологовмісткості якого залежить їх велика кількість. Типові для помірного та холодного поясів.

Добовий хід опадів. Залежно від характеру хмарності та режиму опадів розрізняють два типи їх добового ходу: континентальний і морський. Континентальному типу властиві два максимуми: основний — в післяполудневий час з конвективних купчасто-дощових і купчастих (на екваторі) хмар, незначний — рано вранці з шаруватих хмар, між ними мінімуми: вночі та перед полуднем. У морському (береговому) типі один максимум опадів вночі (внаслідок нестійкої стратифікації повітря та конвекції) і один мінімум — вдень.

Річний хід опадів, тобто зміна їх по місяцях протягом року, різний. Він залежить від багатьох чинників: радіаційного режиму, загальної циркуляції атмосфери, конкретних фізико-географічних умов та ін. Можна намітити п'ять основних типів річного ходу опадів.

Екваторіальний тип — рясні опади випадають досить рівномірно весь рік, сухих місяців немає, виділяються два невеликі максимуми — в квітні та жовтні — після днів рівнодень і два невеликі мінімуми в липні та січні — після днів сонцестояння.

Мусонний тип — значний максимум опадів влітку, мінімум взимку. Властивий субекваторіальним широтам, а також східному побережжю

материків в субтропічних і помірних широтах. Річна ж кількість опадів при цьому поступово зменшується від субекваторіальних поясів до помірних.

Середземноморський тип — максимум опадів взимку через активну фронтальну діяльність, мінімум — влітку. Спостерігається в субтропічних широтах на західному узбережжі та в середині материків. Річна кількість опадів в цілому зменшується із заходу на схід.

Континентальний (внутрішньоматериковий) тип помірних широт — влітку опадів в два-три рази більше, ніж взимку. Загальна кількість опадів зменшується у міру просування в глиб материків.

Морський тип помірних широт — опади розподіляються рівномірно протягом року з невеликим максимумом в осінньо-зимовий час. Їх кількість більша, ніж в попередньому типі.

Розподіл опадів по земній поверхні залежить від сукупної дії ряду причин: температури повітря, випаровування, абсолютної та відносної вологості повітря, хмарності та водності хмар, атмосферного тиску, пануючих вітрів та ін. Разом з цими зональними чинниками, в розподілі опадів вельми істотні й незональні умови: розподіл суші та моря, їх розміри й орографічні особливості материків.

Розподіл опадів по території показується за допомогою ізогіет — ліній на карті, що з'єднують точки з однаковою кількістю опадів за певний період часу (рік, сезон, місяць).

Атмосферні опади в цілому зональні, хоча це виражено менш очевидно, ніж в розподілі температури.

У екваторіальних-субекваторіальних широтах випадає найбільша річна кількість опадів — 2000-1500 мм і більше. Це обумовлено тим, що там високі температури, значне випаровування, висока вологість повітря та відповідно водність хмар і переважають висхідні потоки повітря. Тут же спостерігається і рекордна кількість опадів — близько 12 270 мм/рік в передгір'ях Гімалаїв (Черрапунджі).

У тропічних-субтропічних поясах обох півкуль опадів мало — в середньому 250-300 мм, а в пустелях Африки (Сахара), Аравії, Австралії місцями менше 100 мм (Асуан — 1 мм/рік). Це результат переважаючого високого тиску з низхідними потоками повітря (взимку), інверсії та низькою (менше 50 %) відотною вологістю повітря (особливо влітку). Мало опадів і у внутрішніх районах материків субтропічних широт — у пустелях на півдні Середньої Азії та Іранського нагір'я, що лежить в улоговинах далеко від океанів, а також на плато Колорадо, що знаходиться в орографічній ізоляції. Лише на східному узбережжі материків субтропічного поясу, що омиваються теплими течіями, випадає до 1000 мм опадів.

У помірних широтах кількість опадів знову збільшується: над океанами і на узбережжі — до 1000 мм, усередині материків в середньому близько 500 мм, а в Східному Сибіру, в степах і напівпустелях — до 300-200 мм. Опади випадають в основному за рахунок циклональної діяльності, влітку ще і в результаті термічної конвекції, а на навітряних схилах гір рясні орографічні опади до 2000-3000 мм і більше (Кордильєри, Анди, Альпи, Кавказ від р. Сочі

до р. Батумі). Найменша кількість опадів (100-200 мм) — в улоговинах серед гір Центральної Азії далеко від океанів (Тарімська, Джунгарська) і Північної Америки (Великий басейн), що знаходяться в «дощовій тіні».

У субполярних-полярних широтах кількість опадів зменшується до 200-100 мм і менше, особливо в Антарктиді, де постійний високий тиск і мала абсолютна вологість повітря.

При негативних температурах повітря у високих широтах весь рік, а в помірних — взимку опади випадають у вигляді снігу. Максимальну площу на Землі сніговий покрив займає в лютому — близько 99 млн. км² (19,2%), мінімальну площу в серпні — близько 47 млн. км² (9,2%). Сніговий покрив вважається стійким, якщо він зберігається протягом місяця і більше. Встановлення його восени і початок руйнування весною відбувається під час переходу середньодобової температури повітря через -5°C.

Сніговий покрив характеризується трьома основними показниками: висотою, яку нерідко називають потужністю, густиною та запасом води в снігу.

Висота — товщина снігової товщі, яку вимірюють у сантиметрах. Вона визначається кількістю зимових опадів, тривалістю зимового періоду, стійкістю погоди взимку, густиною снігу та ін. Характер залягання снігового покриву залежить перш за все від топографії місцевості та швидкості вітру, що перерозподіляє сніг з височин в низини та створює замети перед перешкодами, від рослинності і т.д.

Густина снігового покриву — відношення маси снігу до його об'єму (г/см³). Густина снігу залежить від багатьох чинників: від стійкості метеорологічних умов взимку (частіша відлига — щільніший сніг), від швидкості вітру (на відкритих місцях снігова товща щільніша), від товщини снігового покриву, який силою власної ваги ущільнює нижні шари і т.д.

Запас снігу виражається шаром води (у міліметрах), який виходить після танення снігу за відсутності стоку, просочування і випаровування. Запаси води в снігу важливо знати для прогнозу розвитку озимих культур та інших рослин, поповнення запасів ґрунтових вод, прогнозу повеней на річках і т.д.

У сніговій товщі можна виділити декілька шарів різного ступеня перекристалізації сніжинок, різні шкірки (відлигові, радіаційні, вітрові), а біля поверхні ґрунту можливий глибинний іній, що утворюється в результаті сублімації водяної пари, що поступає взимку з ґрунту.

Тривалість залягання снігової товщі залежить від кліматичних умов. На рівнинах вона приблизно така: на півночі Євразії і Північної Америки — 8-9 місяців в році, в центральних районах помірної зони — 4-6 місяців, на півдні зони сніговий покрив нестійкий. У горах тривалість залягання та висота снігу різні. Вони залежать від географічної широти, абсолютної висоти гір, інсоляції та вітрової експозиції схилів.

Танення снігу весною відбувається під впливом зростаючої сонячної радіації (у північній півкулі вона більша на схилах південної експозиції, які раніше звільняються від снігу), адвекції теплих повітряних мас і дощів. Зменшенню снігу весною сприяє його сублімація.

Сніговий покрив робить істотний вплив на природні процеси. Сніг має велике альbedo, що знижує температуру нижніх шарів повітря. Весною приток тепла витрачається переважно на танення снігу, через що температура повітря до повного його зникнення довго залишається близькою до 0°C. Сніг через велику відбивну здатність збільшує освітленість, що особливо важливо в заполярних районах із довгою полярною ніччю. Сніг, володіючи низькою теплопровідністю, оберігає ґрунт від промерзання та посіви від вимерзання. Проте при надмірно великій потужності снігу можливе випрівання озимих культур. Талі снігові води поповнюють запаси ґрунтових вод, викликають повені на річках. З ними зв'язані в період сніготанення площинна (змиви ґрунту) та лінійна ерозія (зростання ярів). Велике значення снігу і для господарської діяльності. Він чинить шкідливий вплив на роботу наземного транспорту, промислових підприємств і будівництв. Навантаження снігу на дахи будівель враховується при проектуванні споруд. На снігоприбиральні роботи в містах і вздовж шосейних доріг і залізниць витрачаються великі засоби. У горах колосальну шкоду приносять снігова лавина — приходять в рух снігові маси, що ковзають по схилу і скидаються з обривів в долини. У лавинонебезпечних районах здійснюються різні профілактичні заходи — обстріл і вибухи для скидання скупчень снігу з схилів гір, будуються захисні інженерні споруди для гальмування і зупинки лавин.

Кількість опадів без врахування ландшафтних умов — величина абстрактна і не визначає умов зволоження території. Так, в тундрі Західного Сибіру та напівпустелях Прикаспійської низовини випадає однакова кількість опадів — близько 300 мм, але в першому випадку зволоження надмірне, а в другому — недостатнє.

Зволоженням території називають співвідношення між кількістю атмосферних опадів, що випали в даній місцевості, і випаровуваною за один і той же період (рік, сезон, місяць). Таке відношення, виражене у відсотках або в частках від одиниці, називають коефіцієнтом зволоження (K). Коефіцієнт зволоження показує або надмірне зволоження ($K > 1$), якщо опади перевищують можливе при даній температурі випаровування, або різний ступінь недостатнього зволоження ($до < 1$), якщо опади менші випаровування.

Характер зволоження, тобто фактично співвідношення тепла і вологи в атмосфері, — основна причина існування природно-рослинних зон на Землі.

За гідротермічними умовами виділяють декілька типів територій.

1. Території надмірного зволоження — K більше 1 (100-150 %). Це тундра, лісотундра, ліси помірних широт, тропічні та екваторіальні ліси. Такі перезволожені території називають гумідними, а заболочені — екстрагумідними (від лат. *humidus* — вологий).

2. Території оптимального зволоження — вузькі зони, де K близько 1 (приблизно 100 %), тобто спостерігається співмірність між сумою опадів і їх випаровуванням. Тут сприятливі умови для зростання мезофільних рослин. Це перехідні смуги від широколистяних лісів до лісостепів, від рідкостойних змінно-вологих лісів до саван.

3. Території помірно недостатнього (нестійкого) зволоження. Серед них виділяють зони з $K=1-0,6$ (100-60 %) — лісостеги та високотравні савани, з $K=0,6-0,3$ (60-30 %) — стеги та типові савани.

4. Території недостатнього зволоження — аридні зони (від лат. *aridus* — сухий) з $K = 0,3-0,1$ (30-10 %) — напівпустелі та опустелені савани.

5. Території у край недостатнього (мізерного) зволоження — екстрааридні зони з K менше 0,1 (менше 10 %) — пустелі.

На територіях з надмірним зволоженням велика кількість вологи негативно позначається на процесах аерації (вентиляція) ґрунту, тобто газообміні ґрунтового повітря з атмосферним. Недолік кисню в ґрунті через те, що його пори заповнені водою і повітря туди не поступає, порушує біологічні процеси аеробів у ґрунті, тому нормальний розвиток багатьох рослин порушується або навіть припиняється. На таких територіях виростають рослини-гігрофіти і мешкають тварини-гігрофіли, які пристосовані до сирих і вологих місцепроживань.

Територій з недостатнім зволоженням на Землі більше, ніж перезвожених. В аридних зонах землеробство без поливу неможливе. Основним меліоративним заходом в них є зрошування (штучне поповнення запасів вологи в ґрунті) для нормального розвитку рослин і обводнення (створення джерел вологи — ставків, колодязів та інших водойм) для побутових і господарських потреб і водопоєю худоби.

У природних умовах у пустелях і напівпустелях виростають рослини, пристосовані до сухості, — ксерофіти. Вони звичайно мають могутню кореневу систему, здатну витягувати вологу з ґрунту, дрібне листя, іноді перетворене на голочки та колючки, щоб менше випаровувати вологу, стебла та листя нерідко покриті восковим нальотом. Особливу групу рослин серед них утворюють сукуленти, які накопичують вологу в стеблах або листі (кактуси, агави, алое). Сукуленти виростають лише в теплих тропічних пустелях, де не буває негативної температури повітря. Тварини пустель — ксерофіли теж різним способом пристосовані до сухості, наприклад, впадають у сплячку на найсухіший період (ховрахи), задовольняються вологою, що міститься в їжі (деякі гризуни).

Територіям з недостатнім зволоженням властиві засухи. В пустелях і напівпустелях — це щорічні явища. У степах, які часто називають посушливою зоною, і в лісостепах засухи трапляються влітку один раз в декілька років, іноді захоплюють кінець весни — початок осені.

Засуха — це тривалий (1-3 місяці) період без дощу або з дуже малою кількістю опадів, при підвищеній температурі та зниженій абсолютній і відносній вологості повітря та ґрунту. Розрізняють атмосферну та ґрунтову засухи. Атмосферна засуха настає раніше. Через високі температури та великий дефіцит вологи різко зростає транспірація рослин, коріння не встигає подавати листю вологу і вони в'януть. Ґрунтова засуха виражається у висушуванні ґрунту, нормальна життєдіяльність рослин повністю порушується і рослини гинуть. Ґрунтова засуха коротша за атмосферну за рахунок весняних запасів вологи в ґрунті та ґрунтових водах. Засуха обумовлена

антициклональним режимом погоди. В антициклонах повітря опускається, адіабатично нагрівається і висушується. По периферії антициклонів можливі вітри — суховії з високою температурою та низькою відносною вологістю повітря (до 10-15 %), які підсилюють випаровування і ще більш згубно діють на рослини.

Питання і завдання для самоконтролю

1. У чому відмінність випаровування від випаровуваності? Які чинники впливають на інтенсивність випаровування?
2. Що таке фактична пружність водяної пари і відносна вологість повітря? Який їх вплив на величину атмосферних опадів?
3. Що таке хмари і в чому їх відмінність від туману?
4. Дайте генетичну класифікацію хмар. Зробіть їх зарисовки.
5. Назвіть типи річного ходу опадів. Наведіть приклади районів їх розповсюдження.
6. Який географічний розподіл опадів? Назвіть найвологіші і найсухіші райони на Землі.
7. Що таке атмосферне зволоження, як воно діє на природні зони Землі?

ПОВІТРЯНІ МАСИ Й АТМОСФЕРНІ ФРОНТИ

1. Повітряні маси.
2. Атмосферні фронти.

Повітря тропосфери в горизонтальному напрямі розчленовується на окремі повітряні маси. Властивості повітряних мас несуть відбиток джерела формування — тієї території або акваторії, над якою вони виникли.

Різні повітряні маси знаходяться звичайно в постійному русі. При цьому вони можуть зближуватися, утворюючи так звані фронтальні зони — перехідні зони між повітряними масами з різними фізичними властивостями.

На кліматичних картах виділяються зони, де за середніми багаторічними даними частіше зустрічаються повітряні маси різних типів і підтипів і де найактивніше утворюються атмосферні фронти. Такі фронтальні зони називаються кліматологічними фронтами.

Внаслідок відмінностей сонячного тепла на Землі та самій підстилаючій поверхні (суша чи, океан), які по-різному перетворюють сонячне тепло, основні властивості повітряних мас — температура, вологість, прозорість неоднакові. В результаті повітря тропосфери в горизонтальному напрямі розчленовується на окремі повітряні маси. Це крупні об'єми повітря, що володіють відносно однорідними фізичними властивостями та рухаються як одне ціле в одній із планетарних циркуляцій атмосфери. Розміри повітряних мас визначаються тисячами кілометрів — по горизонталі, тобто співмірні з великими частинами материків та океанів, і аж до тропопаузи — по вертикалі. Один від одного вони відділяються перехідними зонами.

Властивості повітряних мас несуть відбиток джерела формування — тієї території або акваторії, над якою вони виникли. Повітряні маси не абсолютно однорідні в усіх своїх частинах, але більш менш тривало зберігають свою

індивідуальність при переміщенні з одних районів Землі в інші. Проте оскільки вони все-таки рухаються, то властивості їх змінюються. Процес зміни властивостей повітряних мас називають трансформацією.

Повітряні маси за швидкістю переміщення поділяють на місцеві (малорухливі) і рухомі.

Місцеві повітряні маси тривало знаходяться в одному районі. Властивості їх визначаються охолодженням або нагріванням знизу залежно від пори року. Тому вони можуть бути стійко та нестійко стратифікованими.

Рухомі повітряні маси відносно до підстилаючої поверхні поділяються на теплі (ТП) і холодні (ХП). Тепла повітряна маса та, яка приходить на холодну підстилаючу поверхню, а холодна навпаки — на теплу підстилаючу поверхню. Температура тут відносна, а не абсолютна. Наприклад, повітря з Атлантики, що приходить на Східно-Європейську рівнину взимку з температурою біля 0°C — тепле, а влітку з температурою біля $+15^{\circ}\text{C}$ — холодне.

Тепла повітряна маса, що приходить на холодну поверхню, сприяє потепленню, але сама охолоджується, в ній утворюються адвективні тумани, можливі шаруваті хмари з опадами, що мжичать.

Холодна повітряна маса, що приходить на теплу поверхню, приносить похолодання, весною та восени в помірних широтах аж до заморозків, але сама трансформується: внаслідок прогрівання знизу в ній розвивається конвекція, утворюються купчасті та купчасто-дошові хмари, звичні зливові опади.

Прихід тих або інших повітряних мас в регіон супроводжується їх трансформацією та зміною режиму погоди: різким або поступовим залежно від швидкості їх переміщення і ступеня контрастності колишніх і нових умов.

Географічна (зональна) класифікація повітряних мас. За фізичними властивостями розрізняють чотири зональні типи повітряних мас: арктичне повітря — АП, повітря помірних широт — ПП (ППШ), тропічне — ТП і екваторіальне — ЕП. Перші три типи ділять на континентальний і морський підтипи. У екваторіальному повітрі великих відмінностей у властивостях немає, де б воно не сформувалося.

Цю класифікацію з повним правом можна назвати і географічною і генетичною, оскільки в ній враховується місце формування повітряних мас — зональні радіаційні умови і характер підстилаючої поверхні. Кожному типу та підтипу повітряних мас властиві більш або менш визначені температура, вологість, прозорість, що дозволяє вирішити питання про приналежність повітряної маси до того або іншого типу та підтипу не завжди просто, оскільки в атмосфері немає чітких меж, а повітряні маси постійно рухаються і трансформуються.

Континентальне арктичне-антарктичне повітря (кАП) формується над льодами Арктики й Антарктиди. Воно володіє у край низькою температурою, малим вологовмістом, великою прозорістю, незначною потужністю. Вторгнення континентального арктичного повітря в помірні широти Євразії та Північної Америки називають «хвилями холоду». Але, як правило, це повітря не перевалює Кавказ, гори Середньої Азії та південь Сибіру. Крім того, просуваючись на південь, воно «розтікається» через ефект широти та

зменшується по товщині. У Північній Америці по Центральних рівнинах між меридіонально розташованими хребтами воно може розповсюджуватися аж до Мексиканської затоки, по дорозі трансформуючись в полярне. Весною та восени з вторгненнями кАП пов'язані заморозки.

Морське арктичне й антарктичне повітря (мАП) утворюється над періодично замерзаючими морями. Його температура дещо вища, ніж кАП, вміст вологи більший, прозорість менша.

Континентальне полярне повітря (кПП) формується над материками в північній півкулі. Його властивості за сезонами року не однакові: влітку характерні досить висока температура та висока абсолютна вологість, спостерігається підйом повітря при нагріві від підстилаючої поверхні та випадання опадів, прозорість повітря середня; взимку характерні низькі та дуже низькі (у Східному Сибіру) температури, незначна абсолютна вологість, велика прозорість.

Морське полярне повітря (мПП) утворюється над незамерзаючими океанами з теплими течіями в північній півкулі і над океанічними просторами південної півкулі. Влітку мПП прохолодніше, ніж кПП, а взимку тепліше. Вторгаючись взимку в циклонах на західні околиці й углиб материків, мПП приносить потеплення, опади та похмуру погоду. Вторгнення мПП влітку на західні та східні околиці материків викликає похолодання, опади на навітряних схилах гір і сприяє випаданню фронтальних опадів з теплішого кПП.

Континентальне тропічне повітря (кТП) формується над тропічними та субтропічними пустелями Північної та Південної Африки, Передньої та Центральної Азії, Північної Америки та Австралії. У нього висока температура, особливо влітку, середня абсолютна вологість, невелика прозорість через пил. Вторгнення тропічного повітря в помірні широти, особливо влітку, називають «хвилями тепла». При цьому встановлюється жарка суха погода, а восени — так зване «бабине літо».

Морське тропічне повітря (мТП) утворюється в баричних максимумах над океанами. Температура його в порівнянні з кТП нижча, вологість більша, прозорість менша. Його вторгнення в помірні широти на сушу взимку викликають відлигу.

Екваторіальне повітря (ЕП) утворюється в смузі зниженого тиску уздовж екватора над вологими вічнозеленими лісами та океанами з теплими течіями. Воно має велику потужність аж до тропопаузи, досить високу температуру, велику вологість, тому малу прозорість. Влітку відповідної півкулі у вигляді екваторіальних мусонів воно проникає у бік тропіків, особливо далеко в Індії (до 30° пн.ш.).

Різні повітряні маси знаходяться звичайно в постійному русі. При цьому вони можуть зближуватися, утворюючи так звані фронтальні зони — перехідні зони між повітряними масами з різними фізичними властивостями. Ширина їх — сотні кілометрів, довжина — тисячі кілометрів. У них спостерігаються швидкі зміни всіх метеорологічних величин по горизонталі — температури, тиску, вологості. У фронтальних зонах виникають поверхні розділу у вигляді площини між теплими та холодними повітряними масами в декілька десятків

кілометрів ширини. Кут між фронтальною площиною та земною поверхнею дуже малий, менш 1° . Фронтальна поверхня нахилена у бік холодного повітря, так що холодне повітря завжди розташовується внизу, під нею, а тепле менш щільне та легке — вгорі, над нею. Лінія перетину фронтальної площини з поверхнею землі утворює лінію фронту. Всі ці перераховані поняття часто об'єднують під загальною назвою — атмосферний фронт.

Атмосферні фронти бувають стаціонарні та рухомі.

Якщо повітряні течії прямують з обох боків уздовж лінії фронту, а вона помітно не переміщується (ні у бік теплого, ні у бік холодного повітря) — фронт називають стаціонарним.

Рухомий фронт утворюється в тому випадку, якщо одна з повітряних мас має становлячу, перпендикулярну лінії фронту. Залежно від напрямку переміщення рухомий фронт буває теплим і холодним, але при цьому він завжди є температурним «вододілом».

Теплий фронт утворюється при наступанні теплого повітря на холодне. Лінія фронту при цьому переміщується у бік холодного повітря. Після проходження теплого фронту настає потеплення.

Холодний фронт утворюється при наступанні холодного повітря на тепле. При цьому лінія фронту переміщується у бік теплого повітря, яке витісняється вгору. Після проходження холодного фронту настає похолодання. Розрізняють холодні фронти першого та другого роду. Холодний фронт першого роду утворюється у разі повільного наступання холодного повітря. При цьому тепле повітря спокійно підіймається по фронтальній поверхні. Лінія фронту рухається поволі. Холодний фронт другого роду виникає при швидкому русі холодного повітря і різкому підтіканні його під тепле повітря, яке підкидається вгору. Фронтальна поверхня при цьому круто підіймається над поверхнею землі, зважаючи на меншу швидкість повітря внизу через тертя. Лінія фронту рухається швидко.

У атмосфері нерідко виникають і складніші комплексні фронти при зіткненні (об'єднанні) двох основних фронтів — теплого та холодного. Це фронти оклюзії (від лат. *occlusio* — замикання). При їх утворенні з'єднуються дві холодні повітряні маси, а тепле повітря витісняється у верхні шари тропосфери і втрачає зв'язок із земною поверхнею. Якщо наступаюче холодне повітря менш холодне, ніж попереднє, утворюється фронт оклюзії по типу теплого фронту. Якщо наступаюче повітря холодніше, ніж попереднє, виникає фронт оклюзії по типу холодного фронту.

Фронтальна діяльність найбільш інтенсивна в помірних і довколишніх широтах. Тут систематично виникають, рухаються і руйнуються впродовж декількох днів атмосферні фронти. З ними пов'язане утворення атмосферних збурень вихрового характеру — циклонів і антициклонів, які визначають різні типи погоди.

На кліматичних картах виділяються зони, де за середніми багаторічними даними частіше зустрічаються повітряні маси різних типів і підтипів, де найактивніше утворюються атмосферні фронти. Такі фронтальні зони називаються кліматологічними фронтами. У цих зонах великих горизонтальних

контрастів температури, тиску і сильних вітрів концентруються великі запаси енергії, які витрачаються на утворення циклонів і антициклонів. Таким чином, ці зони відображають середнє багаторічне найтипівіше положення серій рухомих атмосферних фронтів.

Серед кліматологічних фронтів виділяють головні та вторинні.

Головні фронти — це зони розділу та взаємодії повітряних мас основних типів, контрастних по температурі. Між арктичним (антарктичним) і полярним повітрям їх називають відповідно арктичним і антарктичним фронтами, між полярним і тропічним повітрям — полярним фронтом. Розділ між теплими повітряними масами — щодо сухої тропічної і вологої екваторіальної, званий раніше тропічним фронтом, є зоною збіжності повітряних течій уздовж осі екваторіальної улоговини — внутрішньотропічну зону конвергенції (ВЗК).

Особливості головних фронтів такі. По-перше, вони простежуються до самої тропопаузи. По-друге, вони не утворюють на Землі суцільних смуг, а розриваються на окремі гілки, які носять власні назви. Наприклад, Середземноморська, Іранська, Монгольська та інші гілки полярного фронту. По-третє, вони зміщуються по сезонах вслід за Сонцем: влітку відповідної півкулі мігрують у бік полюса, взимку — до екватора.

Продовженням полярних фронтів в тропіках є пасатні фронти. Вони розділяють різні за властивостями маси тропічного повітря — свіжіші та старіші, що відносяться до різних субтропічних антициклонів. Над океанами свіжі маси формуються над холодними течіями, старі — над теплими (наприклад, пасатні фронти влітку над Мексиканським нагір'ям, напівпустелею Калахарі).

Вторинні внутрішньомасові фронти (фронти другого порядку) утворюються між різними підтипами повітря одного і того ж географічного типу. Вони часто утворюються, наприклад, між морським і континентальним полярним повітрям, коли температурна різниця між ними досягає великих значень. Такий полярний фронт, зокрема, встановлюється над центром Східно-Європейської рівнини.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Назвіть і охарактеризуйте основні типи та підтипи повітряних мас.
2. Що таке атмосферні фронти?
3. Що таке головні кліматичні фронти і які їх особливості?

АТМОСФЕРНИЙ ТИСК. ВІТРИ

1. Баричні системи.
2. Баричне поле Землі.
3. Вітер і його характеристики.
4. Загальна циркуляція атмосфери.
5. Місцеві вітри.

Повітря, що оточує Землю, має значну масу і тому чинить тиск на земну поверхню.

Нормальним атмосферним тиском називається тиск стовпчика ртуті заввишки 760 мм перетином в 1 см^2 при температурі 0°C на рівні моря на широті 45° . Для вимірювання тиску використовується ртутний чашковий барометр на стаціонарах і барометр-анероїд в польових умовах.

Тиск атмосфери безперервно змінюється по вертикалі та в горизонтальному напрямі. У міру збільшення висоти місця тиск знижується, оскільки зменшується стовп повітря і його густина. Висота, на яку необхідно піднятися або опуститися, щоб тиск змінився на 1 гПа, називають баричним (барометричним) ступенем. Біля земної поверхні при тиску 1000 гПа і температурі 0°C вона складає 8 м/гПа, а із зростанням температури та збільшенням висоти над рівнем моря вона зростає. Просторовий розподіл атмосферного тиску називають баричним полем. Зміна тиску на ньому показується за допомогою ізобар — ліній на карті, що сполучають точки з однаковим атмосферним тиском.

Ізобари, подібно горизонталям на топографічних картах, можуть мати різноманітну конфігурацію. Вони можуть бути замкнутими і незамкнутими. Систему замкнутих ізобар із зниженим тиском в центрі називають баричним мінімумом або циклоном. Систему замкнутих ізобар з підвищеним тиском в центрі називають баричним максимумом або антициклоном.

До баричних систем з незамкнутими ізобарами відносять улоговини, гребені і сідловини. Улоговина — пов'язана з циклоном і витягнута від його центру до периферії смуга зниженого тиску, розташована між двома областями підвищеного тиску. Гребінь — пов'язаний з антициклоном і витягнутий від його центру до периферії — смуга підвищеного тиску, розташована між двома областями зниженого тиску. Сідловина — ділянка баричного поля між двома циклонами й антициклонами, розташованими навхрест. Горизонтальні розміри баричних систем змінюються від сотень до тисяч кілометрів, вертикальна протяжність досягає декількох кілометрів.

У розподілі атмосферного тиску біля земної поверхні існує зональність. Загальна планетарна схема розподілу тиску така: уздовж екватора протягається пояс зниженого тиску; на північ і на південь від нього в обох півкулях на широтах $30\text{-}40^\circ$ — «пояси» підвищеного тиску; на широтах $50\text{-}70^\circ$ — «пояси» зниженого тиску; у приполярних широтах — області підвищеного тиску.

Реальна картина розподілу атмосферного тиску набагато складніша, особливо в північній півкулі, що наочно можна спостерігати на картах липневих і січневих ізобар, побудованих по середніх багаторічних значеннях на рівні моря. Зональність тиску порушується внаслідок нерівномірного розподілу материків і океанів з їх різними умовами нагрівання й охолодження по сезонах року. Це призводить до того, що в кожному «поясі» баричне поле розпадається на області підвищеного та зниженого тиску, оконтурене замкнутими ізобарами. Одні з них постійні, існуючі протягом всього року, інші — сезонні, існуючі тільки взимку або влітку.

Пояс зниженого тиску уздовж екватора існує весь рік. Вісь його в середньому проходить поблизу термічного екватора (10° пн.ш.). Ця зона, оперізує земну кулю, обумовлює сезонні зміни, різні на різних довготах. У

липні вона зміщується на північ, особливо далеко (аж до 30° пд.ш.) в Південній Азії. Тут, над сильно нагрітими материками, утворюється Південно-Азіатський мінімум з улоговиною у бік Сахари. Другий, менш значний — Мексиканський мінімум. У січні вісь екваторіального поясу зниженого тиску зміщується на південь від екватора місцями аж до $15-20^\circ$ пд.ш., де над нагрітими материками утворюються Південно-Американський, Південно-Африканський і Австралійський мінімуми. Таким чином, на фоні екваторіального поясу зниженого тиску і в липні, і в січні утворюються відособлені літні термічні депресії — області зниженого тиску, які навіть виходять за межі тропіків.

У субтропічних ($30-40^\circ$) широтах знаходяться «пояси» підвищеного тиску. Фактично у вигляді суцільних смуг високого тиску вони існують лише взимку відповідної півкулі. Влітку, коли материки тепліші за океани і тиск над ними знижений, пояси розриваються. Над океанами високий тиск влітку не тільки зберігається, але навіть збільшується в порівнянні із зимою. При цьому баричні максимуми розростаються за площею і зміщуються у бік помірних широт в порівнянні із зимовим періодом. У липні це Північно-Атлантичний (Азорський) максимум з гребенем над Середземним морем і Північно-Тихоокеанський (Гавайський) максимум; у січні — Південно-Тихоокеанський, Південно-Атлантичний і Південно-Індійський максимуми. Отже протягом всього року підвищений тиск в цих широтах спостерігається лише над океанами.

У помірних-субполярних ($50-70^\circ$) широтах південної півкулі над океанічними просторами протягом всього року існує суцільний субантарктичний пояс зниженого тиску навколо Антарктиди, на фоні якого виділяють декілька відособлених баричних мінімумів.

У північній півкулі в цих широтах лише влітку виявляється суцільна зона зниженого тиску — і над сушею, і над океанами. Взимку барична ситуація тут різко змінюється. Над охолодженими материками — Євразією і Північною Америкою утворюються два баричних максимуми. Один — обширний Азіатський максимум з центром над Монголією. Він утворює два гребені (відроги): на захід через Північний Казахстан до Кишинева, так звана вісь Воейкова, і на північний схід, у бік Чукотки. Другий максимум, менший за площею і величиною тиску — Північно-Американський (Канадський). Над незамерзаючими океанами тиск дуже низький. Тут формуються яскраво виражені баричні мінімуми: у Атлантичному океані — Ісландський з улоговинами над теплими течіями в Норвезькому, Баренцовому морях і в морі Баффіна, в Тихому океані — Алеутський. Ісландський мінімум в ослабленому вигляді зберігається і влітку, Алеутський — майже не виражений.

В утворенні взимку баричних мінімумів над океанами та баричних максимумів над сушею поза сумнівом велика роль належить температурі. Це наочно видно з порівняння карт ізобар і ізотерм: баричні мінімуми відповідають позитивним температурним аномаліям, баричні максимуми — негативним. У наявності термодинамічна взаємодія. Але крім терміки, в утворенні океанічних мінімумів в помірних-субполярних широтах і океанічних максимумів — в субтропічних широтах велике значення має динаміка, рух

повітряних мас у вигляді вихорів — циклонів і антициклонів, про що докладніше буде сказано далі.

У полярних широтах весь рік підвищений тиск. Особливо добре виражена область високого тиску над Антарктидою — Антарктичний максимум. В Арктиці тиск теж підвищений, але трохи. Лише над крижаною Гренландією вимальовується область підвищеного тиску — Гренландський максимум.

Баричні області, що спостерігаються на земній кулі, можна об'єднати в дві групи.

1. Постійні баричні області, існуючі в перебіг всього року: екваторіальний пояс зниженого тиску, п'ять субтропічних океанічних баричних максимумів, пояс зниженого тиску навколо Антарктиди, Ісландський і Алеутський (умовно) мінімуми, Антарктичний і Гренландський максимуми.

2. Сезонні баричні області — Азіатський і Канадський зимові максимуми. Влітку їм відповідає знижений тиск над всією Євразією і Північною Америкою. Південно-Азіатський, Мексиканський, Південно-Американський, Південно-Африканський і Австралійський мінімуми над материками існують тільки влітку. Взимку ці області є частиною поясів підвищеного тиску.

Всі перераховані баричні області роблять великий вплив на циркуляцію атмосфери, а значить на погоду та клімат. Тому їх називають центрами дії атмосфери.

Швидкість і напрям вітрів. Нерівномірний розподіл тиску біля земної поверхні викликає переміщення повітря. Рух повітря в горизонтальному напрямі називають вітром. Вітер завжди дме з області підвищеного тиску в область пониженого тиску. Як всякий рух, вітер має дві характеристики: швидкість і напрям.

Швидкість вітру виражається в метрах за секунду (м/с). На метеорологічних станціях її визначають флюгером Вільда і анеморумбометром (від грец. *anemos* — вітер), в польових умовах — анемометром. Іноді швидкість вітру — його силу — оцінюють візуально в балах за шкалою Бофорта, вказуючи назву вітру: наприклад, 2 б — легкий, 7 б — міцний, 12 б — ураган.

На швидкість вітру впливають різниця тиску, тертя та густина повітря. Різниця тиску визначається горизонтальним баричним градієнтом. Це зміна тиску по нормалі, тобто перпендикулярно, до ізобари у бік тиску на одиницю відстані, що зменшується, — довжину 1° меридіана або 100 км. Чим більша різниця тиску, тобто горизонтальний баричний градієнт, тим сильніший вітер. Тертя зменшує швидкість вітру. На висоті, де менше і тертя, і густина повітря, вітер сильніший. Це особливо відчувається в горах, на їх вершинах і на перевалах, де створюються умови аеродинамічної труби. Швидкість вітру враховується в повсякденному житті й особливо при будівництві висотних споруд, наприклад телевеж, труб та ін.

Напрямок вітру визначають по тій стороні горизонту, звідки дме вітер. Він звично визначається по 16 румбах. Для точнішого визначення напрямку вітру вказують азимут — кут, відлічуваний від точки півночі до вектора швидкості за годинниковою стрілкою від 0° до 360° . Напрямок вітру залежить від напрямку

горизонтального баричного градієнта та від тертя. Вітер завжди направлений по нормалі до ізобари у бік меншого тиску. Але при русі повітря відразу виявляється сила Коріоліса, внаслідок чого вітер відхиляється від первинного напрямку: управо — в північній півкулі, вліво — в південній. Відхилення сильніше при великих швидкостях і збільшується від екватора до полюсів. При цьому швидкість вітру та відхилення його над водою більше, а над сушею менше внаслідок нерівностей земної поверхні. В середньому тертя внизу наполовину зменшує відхилення вітру. На висоті більше 1000-1200 м, вище за шар тертя, тобто у вільній атмосфері, відхилення таке значне, що вітер практично дме уздовж ізобар. Його називають градієнтним. Зв'язок між розподілом атмосферного тиску та напрямом вітру в шарі тертя виражається баричним законом вітру (закон Бейс-Баллота). Він такий: у північній півкулі, якщо стати спиною до вітру, низький тиск виявиться ліворуч і дещо попереду, а високий — праворуч, дещо позаду.

У південній півкулі навпаки: низький тиск праворуч, дещо попереду, а високий — ліворуч, дещо позаду.

Щоб охарактеризувати вітровий режим місцевості, тобто швидкість або напрям вітрів, беруть їх середні значення за тривалий час і будують діаграму — «розу вітрів». За допомогою рози вітрів звичайно визначають переважаючий напрям вітрів за рік. Для цього від початку координат відкладають 8 або 16 відрізків по сторонах горизонту, довжини яких пропорційні повторюваності вітрів відповідного напрямку (%). Кінці відрізків для наочності сполучають ламаною лінією. Повторюваність штилів вказують числом в центрі діаграми.

Вітри за охопленням території умовно поділяють на вітрові потоки загальної циркуляції атмосфери та місцеві вітри.

Загальною циркуляцією атмосфери називають сукупність повітряного перебігу планетарного масштабу, що захоплює всю тропосферу і нижню стратосферу (до висоти близько 20 км) і характеризуються відносною постійністю.

У нижній тропосфері це основні зональні повітряні течії: східні вітри — пасати в низьких екваторіально-тропічних широтах; західні вітри помірних широт і східні вітри приполярних широт. Крім зональних перенесень, в нижній тропосфері розвинені також мусони, де переважаючий напрям вітрів ближчий до меридіонального, ніж до зонального. Крім того, до вітрів загальної циркуляції атмосфери нерідко відносять повітряні течії, пов'язані з циклонами й антициклонами позатропічних широт, які забезпечують міжшаровий обмін повітряних мас.

У верхній тропосфері — нижній стратосфері панують західні повітряні течії і так звані струменеві течії.

Планетарна циркуляція атмосфери складається під впливом трьох головних чинників: по-перше, зонального розподілу сонячної радіації і відповідно температури та тиску; по-друге, осьового обертання Землі та пов'язаного з ним відхилення повітряних потоків від градієнтного напрямку; і, по-третє, неоднорідності земної поверхні — наявності материків і океанів з

різними фізичними характеристиками повітря над ними. Всі ці чинники ускладнюють загальну циркуляцію атмосфери.

На однорідній Землі, що не обертається, розподіл температури і тиску біля земної поверхні мав би широтний характер: температура зменшувалася б від низьких широт («нагрівача») до полюсів («холодильників»). У зв'язку з цим у верхній тропосфері тиск зменшувався би від екватора до полюсів, і повітря відтікало б в тому ж напрямі. Тому поблизу земної поверхні тиск біля полюсів зростав би, а біля екватора зменшувався, і повітря відтікало б від полюсів до екватора в меридіональному напрямі. Таким чином, перша причина циркуляції — термічна, тобто температурна різниця між широтами обумовлює різний тиск і меридіональну складову загальної циркуляції атмосфери.

На однорідній Землі, що обертається, у верхній тропосфері вітер, відтікаючи від екватора до полюсів, відхилявся б управо — в північній півкулі, вліво — в південній і став би західним. У нижній тропосфері, вище шару тертя, відтікавши від полюсів до екватора та відхиляючись, став би східним, а в шарі тертя — північно-східним — в північній півкулі, південно-східним — в південній. Таким чином, друга причина циркуляції динамічна: обертання планети обумовлює зональну складаючу загальної циркуляції атмосфери.

Спостереження і вимірювання підтвердили, що у верхній тропосфері — нижній стратосфері дійсно існують західні повітряні течії. Причому вітер досить сильний через відсутність тертя. Рух повітря відбувається проти годинникової стрілки, якщо дивитися з боку північного полюса, за годинниковою — з боку південного полюса. Таким чином, на висоті існують дві циклонні системи вітрів з центрами над полюсами.

Струменеві течії були знайдені поблизу тропопаузи в 40-х роках ХХ ст. Це порівняно вузькі (до 1000 км) сильні потоки повітря протяжністю в тисячі кілометрів, вертикальної потужності близько 10 км, із швидкістю вітру до 300 км/год. Напрямок їх у позатропічних широтах західний. Вони утворюються над фронтальними зонами, тобто головними арктичним (антарктичним) і полярними фронтами біля земної поверхні, де великі термічні і баричні контрасти, які простежуються у всій товщі тропосфери і вище.

Струменеві течії представляють науковий і практичний інтерес особливо для авіації, оскільки зменшують або збільшують швидкість польоту, а сильна турбулентність викликає нестійкість літаків.

Для погоди, клімату та природи Землі в цілому найбільше значення мають основні вітрові потоки нижньої тропосфери.

Пасати (ймовірно, від ісп. viento de pasada, — вітер, що сприяє переїзду) — вітри внутрішніх екваторіальних периферій субтропічних океанічних баричних максимумів, тобто вони дмуть від тропіків до екватора й мають переважно північно-східний напрям — в північній півкулі та південно-східний — в південній. Швидкість пасатів 5-8 м/с, над океанами вони дуже стійкі. Пасати — потоки тропічного теплого сухого повітря, яке формується в результаті опускання й адіабатичного нагрівання в баричних максимумах. Причому, в них у результаті осідання повітря утворюється інверсія стиснення на висотах 1200-2000 м, яка перешкоджає розвитку конвекції. Тому в смузі

зародження і розвитку пасатів випадає зовсім незначна кількість опадів, за винятком навітряних схилів гір уздовж східного узбережжя материків, що омиваються теплими течіями. Лише в зоні збіжності пасатів Північної та Південної півкулі над Атлантичним і Тихим океанами — у внутрітропічній зоні конвергенції пасатна інверсія руйнується сильними висхідними потоками. Розвивається могутня конвекція аж до тропопаузи, утворюються купчасті та купчасто-дошові хмари, з яких випадають рясні зливові дощі. Над зоною струменевої течія, як і пасати, має східний напрям.

По периферії зони в смузі пасатів в кінці літа відповідної півкулі, коли вода та повітря над нею максимально нагріті (до 27°C), біля західних берегів материків виникають тропічні циклони. Це атмосферні вихори діаметром 300-400 км, заввишки до 12 км, в яких спостерігається могутній підйом нагрітого вологого повітря, що супроводжується виділенням величезної кількості енергії. Через великий перепад тиску усередині циклонів їм властиві ураганні вітри до 300 км/год. У них параболічна форма траєкторії руху: спочатку в загальному потоці пасатів зі сходу на захід, потім біля східних берегів материків у тропіках поворот і відхилення до помірних широт. Там циклони приймають характер позатропічних і у такому вигляді можуть проникати далеко у високі широти, наприклад, до Камчатки. З тропічними циклонами пов'язано сильне хвилювання на морі та катастрофи суден уздовж лінії їх переміщення, спустошення внаслідок ураганних вітрів і повеней на низовинному східному тропічному узбережжі. Звичайно тропічним циклонам привласнюють власні назви: «Флора», «Джоан», «Жаннет», «Ненсі» та ін.

У помірних широтах переважають західні вітри — вітри зовнішніх полярних периферій субтропічних океанічних баричних максимумів. Останні є як би «вітророзділами» Землі, від яких вітри відтікають і до екватора, і до помірних широт. Західні вітри найбільш стійкі в південній півкулі, де на південь від субтропічного поясу високого тиску, що яскраво виражений взимку і зберігається у вигляді майже безперервної смуги навіть влітку, знаходиться постійний пояс зниженого тиску навколо Антарктиди. У північній півкулі західні вітри властиві океанам і західним частинам материків.

В цілому західне перенесення повітря в тропосфері помірних широт вельми нестійке. Тут через контрасти температур і тиску постійно виникають атмосферні фронти. На них утворюються нестійкі хвилі, які дають початок циклонам і антициклонам з різними системами вітрів, ускладнюючими західне перенесення повітря. Їх постійне виникнення, розвиток, переміщення і руйнування — основна особливість атмосферної циркуляції помірних і суміжних широт, яку називають циклонною діяльністю. Фронтальні циклони й антициклони, будучи парагенетичними утвореннями, в своєму розвитку проходять ряд стадій. Початкова стадія циклону — стадія хвилі. Друга стадія — молодий циклон: при цьому в передній його частині тепле повітря просувається у бік полюсів і фронт теплий, а в тилу — холодне повітря переміщається у бік тропіків і фронт холодний. Обидва фронти сполучаються в центрі циклону і є ділянками єдиного фронту. Тепле повітря, що залучається до циклону між теплим і холодним фронтами, утворює теплий сектор циклону. На полярних

фронтах помірних широт він утворюється з тропічного повітря, а решта частини циклону з полярного повітря. На арктичному (антарктичному) фронті теплий сектор циклону утворюється з полярного повітря, а решта частини циклону з арктичного (антарктичного) повітря. Холодний фронт завжди рухається швидше теплого, наздоганяє його і сполучається з ним, утворюється фронт оклюзії. При цьому теплий сектор циклону біля землі поступово скорочується, а тепле повітря витісняється вгору, закручується у вигляді спіралі за годинниковою стрілкою у південній півкулі, проти годинникової — в північній. Циклон досягає максимального розвитку — стадії оклюзії. Тепле повітря, вичавлене вгору, адіабатично охолоджується, циклон уповільнює свій розвиток, наступає його завершальна стадія. При цьому він виражений біля земної поверхні величезною областю зниженого тиску, оконтуреної замкнутими ізобарами. Життєвий цикл циклону продовжується 5-7 діб. З циклонами пов'язані похмура погода й опади, прохолодне літо, тепла зима.

З розвитком циклонної діяльності пов'язане також виникнення та розвиток фронтальних антициклонів. Вони утворюються в тилу холодного фронту молодого циклону в холодному повітрі й проходять ряд стадій. Спочатку — стадію молодого низького холодного рухомого антициклону. Потім настає стадія максимального розвитку. Антициклон стає високим і малорухливим, в ньому утворюється шар інверсії. Вище за рівень інверсії повітря досить тепле за рахунок адіабатичного нагрівання при опусканні. Внизу повітря холодніше через випромінювання, особливо взимку над сушею. У цій стадії антициклон називають блокуючим, оскільки він ускладнює розвиток західного перенесення. Нарешті, настає завершальна стадія — стадія руйнування, коли опускання повітря припиняється. Хоча антициклони утворюються у фронтальних зонах, фронт через них не проходить, а огортає їх з трьох сторін. З антициклонами пов'язана безхмарна суха погода, жарка влітку, морозна взимку.

І циклони, і антициклони (точніше, їх центри) переміщуються в помірних широтах у напрямі загального перенесення повітря із заходу на схід. Отже під переміщенням циклонів і антициклонів мається на увазі рух їх як єдиної системи. При цьому не враховуються дмучі в них вітри, які в різних частинах мають різний напрям і швидкість.

При русі циклони відхиляються до високих широт, а антициклони — у бік тропіків. Розвиваючись, вони досягають завершальних стадій, стають малорухливими, наганяють один одного і стаціонарними. Циклони при цьому утворюють одну загальну глибоку, обширну область низького тиску, яку називають центральним циклоном. У північній півкулі центральні циклони розташовуються на півночі Атлантичного та Тихого океанів, де на кліматичних картах зосереджені Ісландський і Алеутський мінімуми. А в південній півкулі вони утворюють пояс низького тиску навколо Антарктиди з ланцюжком відособлених усередині нього баричних мінімумів. Отже баричні мінімуми субполярних широт, особливо добре виражені взимку та співпадають з районами позитивних температурних аномалій, що підживлюються циклонами, які приходять сюди. А антициклони, вторгаючись у завершальній стадії в

субтропічні широти, постійно підтримують там області підвищеного тиску — океанічні субтропічні баричні максимуми: Північно-Атлантичний, Північно-Тихоокеанський, Південно-Атлантичний, Південно-Тихоокеанський і Південно-Індійський. Таким чином, всі перераховані баричні мінімуми та максимуми комплексного — і термічного, і динамічного походження.

Завдяки меридіональній складовій фронтальні циклони й антициклони помірних і суміжних широт беруть участь в міжширотному обміні повітря від субтропіків до субполярних широт. У цьому обміні важливу роль виконують вітри всередині циклонів і антициклонів. По західній периферії антициклонів і східній периферії циклонів вони переносять теплі маси повітря від субтропіків у бік полюсів. По західній периферії циклонів і східній периферії антициклонів холодні маси повітря вторгаються аж до тропіків. Таким чином, позатропічні циклони, разом з вітрами по їх периферії, здійснюють обмін повітряними масами у меридіональному напрямі. Але зональна складова все ж таки переважає, що виражається в загальному західному перенесенні повітря (у циклонах і антициклонах) в помірних і суміжних з ними широтах.

У приполярних широтах східні (точніше південно-східні) вітри добре виражені лише по околицях Антарктиди, де вони посилюються стічними вітрами. У північній півкулі вітри дмуть із Гренландського максимуму в Ісландський мінімум і мають північно-східний напрям лише по південній околиці Гренландії. У високих широтах Азії і Північної Америки східне перенесення не спостерігається і заміщується мусонною циркуляцією.

Мусони (від фр. *mousson* — від арабськ. *маусим* — пора року) — стійкі вітри з різкою зміною переважаючого напрямку на протилежну взимку та влітку. У перехідні сезони року стійкість режиму вітрів порушується. Розрізняють мусони — позатропічних широт і екваторіально-тропічних широт.

Мусони позатропічних широт виникають у результаті нерівномірного нагрівання суші та моря і відповідно корінної зміни тиску над ними на протилежний за сезонами року. Мусонна циркуляція добре виражена на східному узбережжі Азії і над прилеглими морями в помірних і субтропічних широтах. Зимовий мусон — потік кПП з Азіатського максимуму у бік Тихого океану має північно-західний напрям. Літній мусон — потік мТП і мПП з Північно-Тихоокеанського максимуму у бік нагрітого материка має протилежний зимовому південно-східний напрямок. Мусонна циркуляція в ослабленому вигляді спостерігається на північному узбережжі Азії і на східних і північних берегах Північної Америки.

Мусони екваторіально-тропічних широт виникають внаслідок різного нагріву північної та південної півкуль за сезонами року і відповідно зсуву їх вслід за Сонцем через екватор. Внаслідок цього відбувається різка зміна напрямку баричних градієнтів і переважаючих вітрів між субтропічними максимумами й екваторіальною депресією. Екваторіально-тропічні мусони розвинені в середньому між 15° пн.ш. і 5° пд.ш. над материками, наприклад в Африці, та в ширшій смузі, аж до тропіків, там, де по обидві сторони від екватора знаходяться океан і материк. Мусони практично відсутні в

Атлантичному і Тихому океанах, де весь рік спостерігаються пасати, які зберігають у цілому східний напрям.

Класичним районом екваторіально-тропічних мусонів служать Південна Азія та Індійський океан на північ від південного тропіка. У червні-серпні виникає термічна Південно-Азіатська депресія, а над Індійським океаном розростається і зміщується до екватора Південно-Індійський максимум (там в цей час зима). Від його екваторіальної (північної) периферії відтікає південно-східний пасат (потік мТП). Досягаючи екваторіальних широт, це повітря трансформується в екваторіальне. Перетинаючи екватор, вітер відхиляється праворуч, змінює напрям на південно-західний, стаючи літнім екваторіальним мусоном, який захоплює весь Індостан та Індокитай.

У грудні-лютому над всією Азією встановлюється високий тиск. Екваторіальна улоговина переміщається на південь від екватора, захоплюючи Австралію, де утворюється термічна депресія. Південно-Індійський максимум слабшає і зміщується в субтропічні широти (там літо). З перебудовою баричного поля змінюється і напрям вітрів. Над Індостаном та Індокитаєм дме зимовий північно-східний мусон (потік кТП). Перетинаючи екватор, воно відхиляється ліворуч, міняє напрям на північно-західний і у вигляді літнього екваторіального мусону (ЕП) розповсюджується до 15° пд.ш. над Індійським океаном і до 20° пд.ш. над Північною Австралією. Екваторіально-тропічні мусони спостерігаються в нижній тропосфері до висоти 4-5 км.

Мусони займають важливе місце в системі загальної циркуляції атмосфери і мають великий вплив на клімат.

Місцевими вітрами називають вітри, що мають локальне розповсюдження, виникають у зв'язку з географічними особливостями регіону: наявністю великих водойм, орографічними особливостями території та ін. Це бризи, гірсько-долинні вітри, льодовикові вітри, фени, бора та ін.

Бризи (від фр. brise — легкий вітер) — вітри по берегах морів, великих озер і річок, які двічі на добу змінюють напрям на протилежний: денний бриз дме з водойми на берег, нічний бриз — з берегу на водойму. Бризи обумовлені добовим ходом температури і відповідно тиску над сушею та водою. Вони захоплюють шар повітря 1-2 км. Швидкість їх невелика — 3-5 м/с. Дуже сильний денний морський бриз спостерігається на західних узбережжях материків у тропічних широтах, що омиваються холодними течіями та холодною водою, що підіймається біля берега в зоні апвелінгу. Там він вторгається вглиб суші на десятки кілометрів і обумовлює значні кліматичні переми: знижує температуру, особливо влітку на 5-7°C, а в Західній Африці до 10°C, збільшує відносну вологість повітря до 85 %, сприяє утворенню туманів і роси.

Явища, подібні денним морським бризам, можна спостерігати по околицях великих міст, де спостерігається циркуляція холоднішого повітря з передмість у центр, оскільки над містами існують «теплові плями» протягом всього року.

Гірсько-долинні вітри мають добову періодичність: вдень вітер дме вгору по долині та по гірських схилах, вночі — навпаки охоложене повітря

сходить вниз. Денний підйом повітря призводить до утворення купчастих хмар над схилами гір, вночі при опусканні й адіабатичному нагріванні повітря хмарність зникає.

Льодовикові вітри — це холодні вітри, що постійно дмуть з боку гірських льодовиків вниз по схилах і долинах. Вони обумовлені вихолодженням повітря над льодом. Їх швидкість 5-7 м/с, потужність декілька десятків-сотні метрів. Вони інтенсивніші вночі, оскільки посилюються вітрами схилів.

Фен (від лат. *favonius* — теплий західний вітер) — теплий сухий поривчастий вітер, що дме з гір в долини або передгір'я. При фені температура біля підніжжя з підвітряної сторони гір за декілька годин може піднятися на десятки градусів, а відносна вологість знизитися до 10-20 %. Тривалість фенів — від декількох годин до декількох діб. Фен утворюється завдяки тому, що при підйомі по навітряному схилу гір повітря нижню частину шляху до рівня конденсації охолоджується по сухоадіабатичному, а у верхній частині — по вологадіабатичному градієнту. При опусканні повітря нагрівається сухоадіабатично, тому до підніжжя гір воно приходиться з вищою температурою. Абсолютна і відносна вологість фену, навпаки, знижена. Зменшення абсолютної вологості повітря обумовлене утворенням хмар і випаданням орографічних опадів на навітряних схилах гір. Відносна вологість у фені знижується в міру зростання температури при опусканні повітря. Феновий ефект значніший при більшій висоті гір і в холодну половину року, коли вища початкова відносна вологість повітря і нижчий рівень конденсації на навітряній стороні хребта.

Кліматичний ефект фену значний, особливо якщо він інтенсивний і тривалий. У місцях постійного розвитку фенів спостерігається аномальна підвищена температура повітря. Фен може привести до сходу сніжної лавини, до бурхливого танення снігів в горах, до розливів гірських річок, що мають льодовикове та снігове живлення. Весною фен може викликати передчасне зацвітання садових рослин або загибель суцвіть. Влітку фен або прискорює дозрівання хлібів і фруктів, або згубно діє на них. В результаті нерідко трапляється літній листопад. Фени часті в Альпах (Інсбрук — 75 діб в році), на Західному Кавказі і в Закавказзі (Кутаїсі — 114 діб), на Алтаї (Телецьке озеро — 150 діб), на південному схилі Кримських гір, на північному схилі Копетдагу, на східному схилі Скелястих гір (місцева назва чинук, по-індіанськи снігоїд), на східному підвітряному схилі гір Сьєрра-Невада, біля підніжжя яких розташована безводна западина «долина Смерті» в пустелі Мохаве з дуже високою температурою повітря (до 56,7°C) і в багатьох інших горах.

Бора (від гр. *boreas* — північний вітер) — сильне холодне поривчасте повітря, що дме з низьких гір у бік теплого моря. Вона достатньо добре вивчена в районі Новоросійської бухти на Чорному морі, на Адріатичному узбережжі в Югославії та в районі м. Трієста. Бора трапляється взимку з листопаду по березень, коли до невисоких хребтів, розташованих уздовж узбережжя, з боку суші, з північного сходу, підходить холодний фронт і сильний холодний вітер скидається вниз по гірському схилу і набуває швидкість більше 20 м/с,

викликаючи руйнування на суші. На поверхні води штормовий вітер формує сильне хвилювання. Одночасно знижується температура повітря, нерідко до мінусових значень. Вода, потрапляючи на судна та берегові споруди, швидко замерзає, покриваючи їх крижаною «корою». Під вагою льоду судна можуть піддаватися аваріям. Профілактична міра боротьби з борою — вихід суден у відкрите море на декілька десятків кілометрів від берега, де вітер стихає.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Дайте характеристику баричного поля Землі.
2. Що таке основні зональні вітри тропосфери та які причини їх виникнення?
3. Що таке мусони, назвіть їх типи та райони поширення.
4. Що є циклонна й антициклонічна системи вітрів в північній і південній півкулі Землі?
5. Що таке бризи, фени і бора, які причини їх виникнення та райони розповсюдження?

ПОГОДА ТА КЛІМАТ

1. Погода. Класифікації погоди.
2. Клімат. Кліматоутворюючі чинники.
3. Класифікація клімату.
4. Зміни та коливання клімату.

Погода — фізичний стан атмосфери в даний час над певною територією. Елементи погоди — температура повітря, вологість, хмарність, опади, атмосферний тиск, вітер. Атмосферні явища — гроза, туман, завірюха, буря та ін. Погода — це поєднання, своєрідний «ансамбль» всіх її елементів, які взаємозалежать і закономірно змінюються в часі та в просторі. Погода є зовнішнім проявом процесів, що відбуваються в атмосфері.

Характерні властивості погоди — мінливість і різноманіття. Зміни погоди можуть бути періодичними та неперіодичними.

Періодичні зміни погоди обумовлені добовими та річними відмінностями в надходженні сонячної радіації. З ними пов'язані регулярні добові та сезонні зміни всіх вище перерахованих елементів погоди. Добові зміни закономірні й чітко виражені в жаркому поясі, а у позатропічних широтах порушуються активною циклонною діяльністю. Річні зміни в жаркому поясі пов'язані не стільки з термікою, скільки з режимом зволоження. У позатропічних широтах, навпаки, літо та зима — перш за все термічні сезони року.

Неперіодичні зміни погоди обумовлені адвекцією повітряних мас і фронтальними процесами. Вони хоча й спостерігаються у всіх районах Землі, характерні, перш за все, для помірних і холодних поясів, що ми відчуваємо в повсякденному житті.

Класифікація погоди. З частою зміною погоди пов'язане її різноманіття. Існують класифікації погоди за різними ознаками та критеріями.

На основі радіаційного балансу виділені три великі групи погоди: безморозна, з переходом добової температури через 0°, морозна погода. В

середині цих груп з врахуванням комплексних типів погоди відособляються 16 класів погоди. Наприклад, в групі безморозної погоди — від суховійно-посушливої до волого-тропічної. У групі морозної погоди від слабморозних до ультраморозних, а серед них погода з вітром і без вітру, що надзвичайно важливо при морозі. Ця класифікація погоди знаходить застосування в практиці сільського господарства та рекреації.

За походженням виділяють дві великі групи погоди: фронтальні, обумовлені взаємодією повітряних мас з різними фізичними властивостями, та внутрімасові, пов'язані з нагріванням або охолодженням повітря від земної поверхні.

З фронтальної погоди розглянемо погоду теплового фронту, повільного та швидкого холодних фронтів.

Теплий фронт, як наголошувалось раніше, утворюється при наступі теплового повітря на холодне і характерний для передньої частини циклону. Основні метеорологічні явища, пов'язані з теплим фронтом наступні: температура поступово росте, після лінії фронту істотно збільшується; ширина хмарної зони близько 900 км і хмари утворюються в певній послідовності — перисті, перисто-шаруваті, високошаруваті і шарувато-дощові, при цьому зростає відносна й абсолютна вологість повітря та хмарність; з шарувато-дощових хмар за 300-400 км до лінії фронту випадають обложні опади; на фронті шаруваті хмари й адвективні тумани; тиск поступово знижується; вітер посилюється при проходженні лінії фронту й змінює напрям, зокрема, над Європою з південного на південно-західний.

Холодний фронт утворюється при наступі холодного повітря на тепле. Виділяють холодний фронт першого роду — повільний і другого роду — швидкий, які характеризуються різними типами погоди.

При холодному фронті першого роду холодне повітря поволі підтікає під тепле, яке спокійно натікає на нього. При цьому після лінії фронту температура поволі знижується; хмари утворюються в зворотній послідовності, ніж при теплому фронті, тільки ширина хмарної зони менша — близько 500 км, хмарність і вологість повітря поступово зменшуються; опади теж обложні з шарувато-дощових хмар, але після лінії фронту; тиск повітря поступово зростає, вітер посилюється лише на лінії фронту, потім слабшає та змінює напрям з південно-західного на північний. Усередині холодної повітряної маси, за лінією фронту, через нестійку стратифікацію влітку можливі внутрімасові локальні зливові опади.

При холодному фронті другого роду погода інша. Холодне повітря рухається швидко і тупим клином підтікає під тепле, яке різко підкидається вгору до лінії фронту. При цьому утворюються могутні купчасто-дощові хмари, випадають зливові опади, влітку з градом, спостерігаються грози (навіть взимку при негативних температурах повітря). Після проходження лінії фронту опади в основному припиняються, але можливі з висококупчастих хмар. Температура після лінії фронту значно знижується. Тиск повітря швидко падає перед лінією фронту, але різко зростає після неї. Вітер перед лінією фронту посилюється до бурі. Після лінії фронту він змінює напрям з південно-західного на північно-

західний і північний. Усередині холодної повітряної маси влітку можливі зливи.

З внутрішньомасової погоди відзначимо погоду конвективного типу та радіаційного охолодження.

Погода конвективного типу характерна протягом всього року в жаркому поясі та влітку можлива в помірних широтах. Її основна особливість — нагрівання суші до полудня, поява купчастих і купчасто-дощових хмар, зливові опади пополудні (так звані «зенітальні дощі»). При цій погоді чітко виражений добовий хід усіх метеоелементів.

Погода типу радіаційного охолодження спостерігається взимку в помірних і субполярних широтах над сушею та весь рік у полярних широтах при антициклоні. Вкрай низькі температури внаслідок негативного радіаційного балансу та великого ефективного випромінювання, ясне небо, іноді хвилясті хмари та слабкий сніг, слабкі вітри — такі основні метеоумови при цій погоді (Східний Сибір, Канада).

Вивченням погоди та її прогнозуванням займається особливий розділ метеорології — синоптична метеорологія (від грец. *synoptikos* — здатний оглянути все). У кожній країні існує обширна мережа метеорологічних станцій, що займаються отриманням відомостей про всі елементи погоди, та установ, їх обробкою, з метою прогнозу погоди, які об'єднуються в Службу погоди. Національні служби погоди спираються в своїй роботі на міжнародну програму Всесвітньої служби погоди, що входить у Всесвітню метеорологічну організацію. Їх аналіз дозволяє дати прогноз погоди. При цьому синоптики враховують не тільки дані наземних станцій, але й стан тропосфери та вищих шарів атмосфери.

Прогнози погоди бувають короткостроковими (на 1-3 діб вперед), середньостроковими (4-10 діб), довгостроковими (місяць-сезон). Короткострокові прогнози мають досить високу імовірність (більше 80 %). Довгострокові прогнози, засновані на прогнозі погоди по роках, менш надійні.

Прогноз погоди має величезне значення для всіх галузей господарства — сільського господарства, транспорту, багатьох галузей промисловості. Він важливий у військовій справі, в авіації, для повсякденного життя та діяльності людей.

Клімат — багаторічний режим погоди, типовий в даному місці. На відміну від погоди він володіє стійкістю, постійністю, хоча щорічно бувають відхилення в температурі, кількості та режимі опадів і т.д.

Кліматоутворюючі чинники. Енергетичною основою кліматоутворюючих процесів служить приток на Землю сонячної радіації, кількість якої визначається кутом падіння сонячного проміння, залежним від широти місця. Це найголовніший кліматоутворюючий чинник.

Великий вплив на формування клімату робить також атмосферна циркуляція — закономірне переміщення повітряних мас, в процесі якого здійснюється перенесення тепла (теплообіг) і вологи (вологообіг) як між широтами, так і між материками та океанами.

Важливий і характер підстилаючої земної поверхні, перш за все суша чи вода. Відповідно виділяють материковий і океанічний клімат. Суша та вода по-різному нагріваються й остигають: суша швидше нагрівається, але швидше остигає, бо прогрівається на декілька метрів; вода повільніше нагрівається, але на велику глибину — до 200-300 м, тому повільніше остигає. Це відображається на температурному режимі, добовій і річній амплітуді температури повітря, вологості повітря, опадах та інших метеоелементах. Різний вплив суші і моря на клімат зростає від екватора до помірних широт і дещо згладжується в приполярних районах.

Ступінь континентальності клімату материків залежить від їх розмірів і розчленованості берегової лінії. Чим більший материк, тим значніша континентальність клімату його внутрішніх районів. Вона виражається у великій річній амплітуді температури (наприклад, в Центральній Азії) і малій річній кількості опадів. Велика розчленованість берегової лінії зменшує ступінь континентальності клімату.

На клімат материків впливає абсолютна висота місцевості. У горах температура з висотою зменшується приблизно на 6°C на кожен кілометр і на певній висоті навіть влітку виявляється рівною нулю; вище починається панування снігів і льодів.

Важливе також розташування гір по відношенню до пануючих вітрів — вітрова експозиція. Гори, особливо високі, є кліматичними бар'єрами. Навітряні схили одержують багато опадів (наприклад, південні схили Гімалаїв), підвітряні схили сухі.

У широтно-витягнутих гір важливо враховувати орієнтацію гірських схилів по відношенню до Сонця, тобто інсоляційну експозицію. Наприклад, північний (тіньовий) і південний (сонячний) схили Кавказьких гір одержують різну кількість тепла, що відображається на висоті природних поясів і сніговій межі, а самі гори слугують рубежем між помірним і субтропічним кліматичними поясами.

Великий вплив на клімат мають морські течії. Теплі течії переносять значну частину тепла з низьких широт у високі, холодні — навпаки. Істотний вплив мають течії і на клімат прибережних територій узбережжя, що омивається теплими течіями, тепліше та вологіше, холодними течіями — холодніше та сухіше. Так, в помірних широтах на західному узбережжі Скандинавії завдяки теплим течіям аж до полярного кола температура навіть взимку тримається біля 0°C , випадає багато опадів, виростає тайга, а на цій же широті на півострові Лабрадор, що омивається водами холодної течії, — суха тривала зима, прохолодне літо, ландшафти тундри. У тропіках на західних берегах материків, що омиваються холодними течіями, температура повітря $15\text{-}20^{\circ}\text{C}$, сухо, характерні берегові пустелі; на східному узбережжі, уздовж яких протікають теплі течії, температура $25\text{-}28^{\circ}\text{C}$, опадів близько 1000 мм, виростають вічнозелені тропічні ліси. Оцінюючи роль течій, дуже важливо враховувати напрям переважаючих вітрів.

Великий вплив на клімат снігового та крижаного покриву, оскільки сніг і лід володіють великою відбивною здатністю і виступають в ролі своєрідного

«холодильника» для повітря. Весною на танення снігу витрачається велика кількість тепла. Це затримує нагрівання ґрунту та повітря і настання весни. В той же час талі снігові води поповнюють запаси ґрунтових вод, створюючи резерв вологи для живлення рослин і зволоження повітря за допомогою випаровування і транспірації.

Таким чином, сонячна радіація, циркуляція атмосфери та підстилаюча поверхня — кліматоутворюючі чинники, під сумісним впливом яких формуються різний клімат Землі.

Клімат, як і всі метеорологічні елементи, зональний. На Землі, згідно Б.П. Алісову, виділяють тринадцять кліматичних поясів. Головна ознака поясу — панування тих або інших типів повітряних мас, властивості яких — безпосередній результат сумісної дії радіаційних, циркуляційних та інших чинників. В основних поясах формування клімату весь рік відбувається під переважаючою дією повітряних мас одного типу: екваторіальний пояс — ЕП, два тропічних — ТП, два помірних — ПП, два полярних (арктичний і антарктичний) — АП. Розташовані між ними перехідні пояси характеризуються сезонною зміною переважаючих повітряних мас. Це два субекваторіальних пояси — ЕП і ТП, два субтропічних — ТП і ПП, субарктичний і субантарктичний — ПП і АП. Межі поясів проведені по літньому та зимовому положенню головних кліматологічних фронтів.

Кліматичні пояси — найкрупніші зональні підрозділи земної поверхні за кліматичними умовами. У середині них виділені кліматичні області (дві або чотири) з кліматом різних типів. Материковий і океанічний типи клімату є у всіх поясах, вони обумовлені, перш за все, властивостями земної поверхні — суші або океану. Типи клімату західного і східного узбережжя материків (у тропічних, субтропічних, помірних поясах) пов'язані з неоднаковими умовами циркуляції атмосфери та з морськими течіями.

Екваторіальний пояс. Температура весь рік висока (24-28°C), вологість повітря велика, опадів багато — близько 2000 мм. Значна кількість опадів обумовлена великою абсолютною і відносною вологістю повітря та його волого-нестійкою стратифікацією. Сезонні коливання середньомісячних температур і опадів незначні. Два невеликі максимуми температури й опадів (вони — результати термічної конвекції) наступають після днів рівнодень. Зниження температури та зменшення опадів відбувається після днів сонцестояння. Це зона низького тиску, висхідних потоків повітря, слабких вітрів. Над сушею, яка швидко прогрівається, конвекція розвивається вдень, утворюються могутні купчасто-дошові хмари, пополудні йдуть рясні дощі, які часто супроводжуються грозами. Над морем зливи та грози бувають у нічний час. Зволоження надмірне. В умовах екваторіального клімату виростають вічнозелені ліси.

Субекваторіальні пояси. Їм властива сезонна зміна повітряних мас: літній мусон приносить екваторіальне повітря, взимку панує континентальне тропічне повітря, що приноситься зимовим мусоном. Влітку жарко та волого, як на екваторі, взимку температура небагато знижується (біля 20°C), вологість повітря низька, опадів немає. Але найвища температура повітря (біля 30°C)

приходиться на кінець сухого сезону — весняні місяці, наприклад в Індії — на травень. Це пояснюється комплексом причин: зенітальним або близьким до нього положенням Сонця, безхмарним небом, незначними витратами тепла на випаровування, оскільки після сухої зими запаси води в ґрунтах малі. Тому надлишок тепла витрачається на нагрівання повітря. Такий клімат з вологим літом і сухою зимою називають мусонним. Зволоження — близьке до нормального та трохи менше одиниці. Виростають змінно-вологі розріджені листопадні ліси та савани.

Тропічні пояси. Над переважною більшістю материків (окрім узбережжя) панує кТП. Температура влітку 30-35°C, взимку біля 20°C. Добова амплітуда температури (30-40°C) більше річної (10-15°C). Опадів майже немає. Відсутність опадів взимку пов'язана з опусканням, адіабатичним нагріванням і висушуванням повітря в поясі підвищеного тиску, влітку — ще і через низьку відносну вологість повітря і високого положення рівня конденсації. Зволоження мізерне. Такий клімат називають аридним, місцями навіть екстрааридним. Тут розташовуються найбільші тропічні пустелі світу: Сахара, аравійські, австралійські та ін.

Своєрідний клімат західного узбережжя материків, де весь рік переважає мТП. Він переміщується з холодніших помірних широт у бік екватора. В зв'язку з цим температура невисока — біля 20°C літом і 15°C взимку. При русі до низьких широт повітря прогрівається і віддаляється від насичення. Не сприяють утворенню хмар і океанічні баричні максимуми з шаром інверсії на невеликій висоті через ефект широти — близько 1000 м. Інверсію підсилюють холодні течії і підйом холодних вод в прибережній зоні, внаслідок чого повітря біля поверхні океану опиняється холодніше, ніж у верхніх шарах. Інверсія перешкоджає розвитку конвекції і випаданню опадів. Проте в мТП, що приноситься сильним денним бризом на узбережжя, відносна вологість повітря більше 80 %. Це призводить до утворення на узбережжі роси та туману вночі. Зволоження мізерне, тому тут тягнуться берегові пустелі. Для визначення клімату прибережних пустель, що омиваються холодними течіями, застосовують термін «клімат гаруа» (від ісп. *garua* — щільний туман, що мжичить).

На східному узбережжі материків, уздовж яких протікають теплі течії і над якими повітря одержує багато вологи, клімат інший. Високі температури 25-28°C влітку, близько 20°C зимою, досить багато опадів — до 1000 мм, особливо влітку. Зволоження надмірне. В умовах вологого тропічного клімату виростають вічнозелені тропічні ліси.

Перераховані кліматичні пояси лежать в основному у межах жаркого теплового поясу, обмеженого річними ізотермами 20 С. У цих поясах не температурні показники є основною ознакою сезонних змін в природі, а режим і кількість опадів. Тому розвиток рослинності лімітує не температура, а опади, і не просто їх річна кількість, а тривалість сухих і вологих періодів. І простягання природно-рослинних зон, то широтне, то меридіональне, також підлягає умовам зволоження.

Субтропічні пояси. Клімат формується під впливом сезонної зміни повітряних мас: ТП — влітку, ПП — взимку. Материковий субтропічний клімат — аридний, з жарким (біля 30°C) сухим літом, прохолодною (0-5°C), відносно вологою (200-250 мм) зимою, з нестійкою фронтальною погодою. Зволоження недостатнє, тому переважають природні зони пустель, напівпустель, сухих степів. У Євразії цей клімат розвинений в центрі континенту, оддалік океанів, особливо в улоговинах. У Північній Америці на плато Колорадо та на півдні нагір'я Великий басейн він сформувався в результаті їх орографічної ізоляції від морського впливу.

Клімат західного узбережжя материків називається середземноморським, оскільки він найбільш типовий для узбережжя Середземного моря (Південна Європа, Передня Азія, Північна Африка), хоча території з таким кліматом є в Північній і Південній Америці, на південному заході Африки й Австралії. Для нього характерні порівняно жарке (більш 22°C) сухе літо, м'яка (біля 10°C) волога (500-700 мм) зима. Рослинність — сухолубна, представлена вічнозеленими жорстколистими лісами та чагарниками.

Клімат східного узбережжя материків — мусонний, краще всього він виражений в Євразії. Влітку переважає стійкий мусон з океану (мТП), жарко (25°C), волого. Зима порівняльно прохолодна (0-5°C) і відносно суха, оскільки мусон із суші з сезонних баричних максимумів, зокрема з Азіатського, приносить кПП. Загальна кількість опадів близько 1000 мм. Зволоження достатнє. Рослинність — змінно-вологі листопадні широколистяні та мішані ліси.

Субтропічні пояси характеризуються позитивними (за багаторічними даними) температурами протягом всього року. Проте у всьому поясі взимку можливі короточасні пониження температури до негативних значень і навіть випадання снігу. На рівнинах він швидко тоне, в горах може зберігатися до декількох місяців. Винятком є найбільше (4-5 км) нагір'я світу Тибет, розташоване в цьому поясі. Для нього характерний особливий різновид різко континентального клімату: прохолодне літо, сувора зима, незначна кількість опадів. На нагір'ї розвинені високогірні пустелі.

Помірні пояси. У цих поясах протягом року панує ПП, можливі вторгнення як ТП (особливо влітку), так і АП (влітку та взимку). У цих поясах своєрідний радіаційний баланс: влітку він позитивний завдяки досить великій висоті Сонця і значної тривалості дня, взимку — негативний через малу висоту Сонця, короткого світлового дня, великої відбивної здатності снігу. Характерна особливість поясів — інтенсивна циклонічна діяльність на фронтах як між ТП і ПП, ПП і АП, так і між мТП і кПП. З нею пов'язана нестійкість погодних умов, особливо взимку.

Континентальний помірний клімат розвинений практично лише в північній півкулі — в Євразії та Північній Америці. Панує кПП, із заходу часті вторгнення мПП. В середньому температура найтеплішого літнього місяця липня змінюється від 12°C на півночі до 28°C на півдні, а самого холодного — січня — від -5°C на заході до -25 - 30°C в центрі материків, а в Якутії навіть нижче -40°C. Низька зимова температура ґрунту та повітря і незначна

кількість снігу в Східному Сибіру підтримують існування багаторічної мерзлоти. У Євразії річна кількість опадів зменшується із заходу на схід від 700-600 мм до 300 мм і навіть до 200-100 мм в Середній і Центральній Азії. У Північній Америці опади зменшуються зі сходу на захід. Влітку опадів випадає більше, ніж взимку, причому різниця ця істотніша в центрі материків, особливо в Східному Сибіру, за рахунок дуже сухої антициклональної зими. Переважають опади фронтального походження: влітку вони випадають з місцевого кПП, взимку — з теплішого мПП. Влітку випадають ще і конвективні, а перед горами (наприклад, перед Тянь-Шанем, Алтаєм) — орографічні опади. Внаслідок великої протяжності поясу з півночі на південь в ньому нерідко виділяють північну бореальную частину з прохолодним літом і відносно суворою зимою (співпаде з тайгою) і південну суббореальную частину з теплим літом і відносно м'якою зимою. За ступенем континентальності клімату та річною амплітудою температури виділяють його різновиди: від помірно континентального до різко континентального. Зволоження змінюється від надмірного на півночі до різко недостатнього на півдні. Тому тут багатий спектр природно-рослинних зон: тайга, змішані та широколистяні ліси, лісостеги, степи, напівпустелі, пустелі.

Клімат західного узбережжя материків формується під впливом мПП, що утворюється над теплими течіями та приноситься пануючими західними вітрами. Тому його називають морським помірним кліматом. Для нього характерні нежарке літо (10°C на півночі, 17°C на півдні), м'яка зима з температурами від 0 до 5°C . Взимку на півночі часті зниження температури до негативних значень, снігопади. Опадів багато — 800-1000 мм, перед горами 1500 мм (південний захід Скандинавії), 3000 мм (західні схили Кордильєр і Анд). Опади фронтальні й орографічні. Зволоження надмірне. Ростуть хвойні та широколистяні ліси.

Клімат східного узбережжя материків помірного поясу — мусонний. Він добре виражений в Євразії, у Приморському краї та Північно-Східному Китаї. Спостерігається сезонна зміна повітряних мас: влітку тепле і вологе мПП, з Північно-Тихоокеанського максимуму, взимку дуже холодне і сухе кПП з Азіатського максимуму. Відповідно температура біля 20°C літом і $-10 - 20^{\circ}\text{C}$ зимою. Кількість літніх опадів в 10-20 разів більше зимових, а загальна кількість змінюється від 500 до 1000 мм залежно від орографії: опадів більше на східних схилах гір. Зволоження надмірне, ростуть мішані та хвойні ліси.

У південній півкулі в помірному поясі майже неподільно панує океанічний клімат з нежарким літом, м'якою зимою, рясними фронтальними опадами, західними вітрами, нестійкою погодою (сорокові «ревучі» широти).

Субарктичний і субантарктичний пояси. Їм властива сезонна зміна повітряних мас: влітку ПП, взимку АП. Континентальний, зокрема різко континентальний, клімат спостерігається лише в північній півкулі на півночі Євразії та Північної Америки. Прохолодне сире літо з температурами менше $10-12^{\circ}\text{C}$, сувора (до $-40 - 50^{\circ}\text{C}$) тривала малосніжна зима. Полюс холоду північної півкулі в Якутії — Оймякон ($-71,2^{\circ}\text{C}$). Великі річні амплітуди температури — до 60°C . Опадів 200-100 мм. Характерні багаторічна мерзлота,

надмірне зволоження, велика заболоченість. Природні зони — тундра і лісотундра. Морський (океанічний) клімат поширений на півночі Європи, в Північному Льодовитому океані (Баренцове, Гренландське моря), навколо Антарктиди. Тут характерні прохолодне літо (3-5°C), плавучі морські та материкові льоди, відносно м'яка (-10 – 15°C) зима. Опади — до 500 мм, постійні тумани. По узбережжю материків тягнуться лісотундра та тундра, на островах — тундра.

Арктичний і антарктичний пояси (полярні області). Переважає континентальний клімат в Антарктиді, в Гренландії, на островах Канадського архіпелагу. Весь рік негативні температури. В Антарктиді на внутріматериковій станції «Схід» зареєстрований абсолютний мінімум температури повітря – 89,2°C. Опади — менше 100 мм. Типові крижані пустелі. Океанічний клімат спостерігається в основному в Арктиці. Температури негативні, але влітку під час полярного дня можуть бути позитивними. Опади — 200-300 мм за рахунок проникаючих до Арктики циклонів.

Клімат виконує величезну роль у природі Землі. Від нього залежить зволоження території. Клімат визначає характер рослинності, тваринного світу, ґрунтового покриву, режим річок, озер, морів, льодовиків і т.д. Клімат визначає формування екзогенного рельєфу. Клімат необхідно враховувати в господарській діяльності людей, особливо в сільському господарстві, а також в будівництві, в промисловості та транспорті. Клімат і погода мають велике значення для здоров'я та діяльності людей.

Оточуюча нас природа безперервно змінюється. Змінюється і клімат, весь його метеорологічний режим, і, перш за все, температура й опади. Під змінами клімату розуміють направлена, прогресивна корінна зміна метеорологічного режиму протягом геологічного часу. Вони пов'язані з істотними змінами кліматоутворюючих чинників і перш за все радіаційного режиму, як щонайпершого джерела тепла на Землі. Наприклад, теплий клімат верхньої крейди — палеогену, змінився холодним кліматом в неогені-антропогені. Якщо ж зміни клімату не мають прогресивного характеру, а ритмічні, циклічні, то переважно говорять про коливання клімату.

Наприклад, в першому тисячолітті з IV ст. у Європі клімат був теплим, зменшувалася льодовитість північних морів. Нормани влітку X ст. досягали Ісландії, Гренландії, узбережжя Північної Америки. З XIII-XIV ст. другого тисячоліття наступило похолодання, крижана блокада північних морів. У XX ст. найзначніше потеплення, доведене інструментально, приходилось на період з 1919 по 1940 рр., а з 1940 р. спостерігалось незначне переривчасте похолодання. У 80-90 рр. намітилося потеплення середніх і високих широт. Загалом, за останні 100 років фіксується тенденція глобального підвищення температури на Землі, в середньому майже на 1°C, що пов'язують з парниковим ефектом.

Існує багато гіпотез про причини змін і коливань клімату, які можна об'єднати в три групи: космічні (радіаційні), астрономічні і геолого-тектонічні. Гіпотези першої групи пояснюють зміни клімату коливаннями сонячної активності, перетином Сонячною системою ділянок різної прозорості і т.д.

Астрономічні гіпотези пов'язують кліматичні порушення із зміною нахилу осі обертання Землі до площини орбіти, коливаннями ексцентриситету і т.д. Геолого-тектонічні процеси викликають зміни контурів суші, їх площ, висоти і простягання гірських хребтів, підводних гір і порогів, морських течій. Все це відображається на розподілі джерел тепла та холоду, глобальної циркуляції атмосфери і океаносфери. Виверження вулканів при активізації горотворення зменшує прозорість атмосфери і надходження сонячної радіації і т.д. самим катастрофічним вибуховим виверженням за останні 200 років було виверження вулкана Тамбора (острів Сумбава на Зондському архіпелазі) 10-11 квітня 1815 р. Викиди вулканічного матеріалу (висота вулкана зменшилася з 4000 м до 2820 м) створили завісу в повітрі, що стала екраном для сонячного випромінювання, що привело до охолодження атмосфери протягом подальших двох років. У північній півкулі сезонний сніг лежав до середини червня, а в серпні в Західній Європі були відмічені заморозки.

Велика кількість гіпотез про причини змін і коливань клімату свідчать про складність цієї проблеми, бо клімат — результат дії багатьох чинників — і космічних, і телуричних (земних).

Питання і завдання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю «погода». Опишіть внутрішні та фронтальні типи погоди і їх особливості.
2. Дайте визначення поняттю «клімат». Охарактеризуйте кліматоутворюючі чинники. Покажіть їх значення на прикладі різних материків і океанів.
3. Який принцип встановлений в основу класифікації клімату Землі Б.П. Алісовим? Скільки ним виділено кліматичних поясів і які критерії їх меж? Чим обумовлені відмінності клімату усередині поясів?
4. Дайте порівняльну характеристику мусонного клімату субекваторіального, субтропічного і помірного поясів північної півкулі.
5. Дайте характеристику клімату помірного поясу Євразії.
6. Зробіть порівняльний аналіз клімату Арктики й Антарктиди.

ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ГІДРОСФЕРУ

1. Розповсюдження води на Землі. Походження природних вод.
2. Фізико-хімічні властивості води та їх значення для природних процесів.
3. Кругообіг води та водний баланс Землі.

Гідросфера (від гр. *hydor* — вода і *sphaira* — куля) — водна оболонка Земної кулі, яка включає всю хімічно не зв'язану воду — рідку, тверду та газоподібну. Гідросфера об'єднує Світовий океан, підземні та поверхневі води суші.

Деяка кількість води міститься в атмосфері та живих організмах.

Всі оболонки Землі (літосфера, атмосфера, гідросфера і біосфера) знаходяться в тісній взаємодії, проникаючи один в одного. Тому межі

гідросфери точно визначити важко. За верхню межу гідросфери приймають поверхню Земної кулі. Нижня межа гідросфери нечітка, але основна маса підземних вод укладена в осадовій рихлій товщі.

Загальний об'єм води на Землі складає близько 1,39 млрд. км³.

Солоних вод на Землі — 97,4 % — це, перш за все, океанська (морська) вода і частково мінералізована озерна та підземна. На частку прісної води доводиться всього 2,6 %, з них основна маса зосереджена в льодах. Тому проблема рідкої прісної води — одна з глобальних екологічних проблем людства.

Вода покриває 86 % поверхні Землі: 71 % — площа Океану і 15 % — сумарна площа води на суші: льодовики, озера, водосховища, річки, болота. Отже нашу планету правильніше називати не Землею, а Океаном або Водою.

Науку, що вивчає властивості природних вод, процеси, що відбуваються в них і взаємодію вод з іншими елементами географічної оболонки, називають гідрологією, зокрема її частину, що вивчає Світовий океан, — океанологією.

Походження природних вод. Геохімічні дослідження показують, що вода на Землі з'явилася на певному етапі її розвитку за рахунок гарячих розчинів, водяної пари й інших летючих речовин з магми. Надходження води з надр відбувається дотепер при виверженні вулканів, особливо в рифтах серединно-океанічних хребтів. Вважається, що хімічно зв'язана вода була в речовині холодної газово-пилової протопланетної хмари, з якої виникла Земля. Первинний океан був, мабуть, теплим і мінералізованим, але він швидко остигнув, оскільки атмосфера була тоншою і холоднішою.

Прісна вода на суші — результат проходження океанської води через атмосферу.

Вода — просте хімічне з'єднання водню з киснем, найпоширеніша та сама незвичайна речовина на Землі завдяки своїм аномальним властивостям. У земних умовах тільки вода знаходиться в трьох агрегатних станах: твердому (лід, сніг), рідкому (вода) і газоподібному (пара). Тому вона усюдисуца в географічній оболонці та виконує різноманітну роботу. Перехід води з одного стану в інший відбувається швидко і супроводжується поглинанням тепла (при випаровуванні, таненні льоду та снігу) або виділенням тепла (при конденсації водяної пари, при замерзанні води), але на температуру самої води (льоду) це не впливає. При цьому стрибкоподібно змінюються фізичні та хімічні властивості води. Хімічно чиста вода при нормальному тиску 1013 гПа (760 мм), кипить при 100°C, замерзає при 0°C (це і температура плавлення льоду), має найбільшу густину при температурі 4°C.

Теплоємність. Вода — одне з найтепломісткіших тіл в природі. Внаслідок високої теплоємності води океанів, морів і озер поглинають величезну кількість тепла влітку, будучи його могутніми акумуляторами. Взимку води, охолоджуючись, віддають тепло в атмосферу. Цим пояснюється значна дія океанів і морів на клімат материків (влітку охолоджуюча, взимку утеплююча), особливо в помірних і високих широтах. В екваторіально-тропічних теплоенергетичних зонах вода нагрівається весь рік, і тепло

морськими течіями та повітряними потоками передається в помірні та полярні широти. Цей перерозподіл має величезне кліматичне значення.

Для води характерні високі значення теплоти випаровування (597 кал/г) і теплоти плавлення (79,4 кал/г). Ці властивості дуже важливі для живих організмів. Висока теплота випаровування забезпечує захист їх від перегріву, а велика теплота плавлення — від переохолодження.

Теплопровідність води незначна. Тому нагрівання води в природних водоймах відбувається не стільки шляхом молекулярної теплопровідності, скільки шляхом щільнісної конвекції, перемішування води за рахунок течій і хвилювання. За відсутності перемішування води в озерах спостерігається вертикальна термічна шаруватість (стратифікація). Лід, а особливо сніг володіють ще меншою теплопровідністю, ніж вода. Тому лід, що виникає на поверхні водойми, оберігає воду від подальшого охолодження, а сніг — ґрунт від промерзання й озимі культури від загибелі.

Густина води залежить від температури та солоності. Найбільша густина хімічно чистої води досягається при температурі 4°C, а вище і нижче 4°C густини води зменшується — вода стає легшою. Це дивовижна аномальна властивість води в порівнянні з іншими рідинами, густина яких при пониженні температури та затвердінні збільшується, пояснюється тим, що одиночні молекули води H₂O (моногідролі) можуть об'єднуватися і утворювати складні молекули: (H₂O)₂ — дигідролі і (H₂O)₃ — тригідролі. Вони крупніші за об'ємом, але відносно рихлі, ажурні по структурі і тому легші. Водяна пара складається в основному з моногідролей, рідка вода — суміш моногідролей, дигідролей і тригідролей, лід — переважно тригідролі. При пониженні температури води відбувається, з одного боку, нормальне зменшення об'єму і ущільнення води, внаслідок охолодження, як у всіх рідин, з іншого — збільшення об'єму та відповідно зменшення густини через об'єднання молекул води в складніші, але легші утворення. При охолодженні води до 4°C переважає перший процес, при температурі 4 градуси обидва процеси врівноважуються, тому густина найбільша, при подальшому охолодженні води нижче 4°C переважає другий процес. Аномалія щільності води має величезне значення для природних вод. По-перше, при осінньому охолодженні водоймищ до 4°C холодніша та щільніша вода з поверхні опускається і збагачує глибинні шари киснем, як би готуючи водойму до зими. По-друге, внаслідок цієї аномалії водойми навіть в умовах суворого клімату не промерзають до дна, за винятком дрібних, оскільки при охолодженні води нижче 4°C аж до 0°C верхні шари води стають менш щільними, легшими і утримуються на поверхні. А оскільки молекулярна теплопровідність води та льоду невелика, то верхні шари оберігають нижче розташовані товщі води від охолодження, а живі організми від загибелі. Весною після танення льоду та нагрівання води у верхньому її шарі до 4°C, вона стає важчою, щільнішою й опускається вниз, збагативши глибинні шари киснем, що дуже важливе для життя, оскільки до кінця зими запаси кисню виснажуються і трапляються замори — масова загибель риби. Але це опускання припиняється при температурі 4°C, бо при подальшому прогріванні вода стає легшою. Завдяки цій властивості води зберігається життя у водоймах в умовах

холодних і помірних поясів. Різке збільшення об'єму води при замерзанні — своєрідна її властивість. При цьому об'єм льоду збільшується більш ніж на 10 % в порівнянні з об'ємом води. І навпаки, плавлення льоду супроводжується не розширенням, а стисненням. Це пояснюється тим, що при пониженні температури води та переході через 0°C відбувається швидке перетворення її молекул в тригідролі та стрибкоподібне збільшення об'єму льоду. Збільшуючись в об'ємі, лід стає менш щільним, легшим і спливає. Будучи поганим провідником тепла, лід оберігає глибокі шари води від замерзання. Властивість води збільшуватися в об'ємі при замерзанні відіграє величезну роль при руйнуванні гірських порід, оскільки, замерзаючи в тріщинах, лід розриває породу на частини. Зміна об'єму води при замерзанні та таненні льоду створює в області багаторічної мерзлоти особливий рельєф: горби пучення при замерзанні води та западини при таненні замерзлих ґрунтів і лінз льоду.

Рухливість — характерна властивість рідкої води. Рух води відбувається під дією сили тяжіння, під впливом вітру, унаслідок тяжіння між Місяцем і Сонцем, через відмінність густини та ін. Перемішування води сприяє вирівнюванню її температури, солоності, хімічного складу і т.д. Велика роль рухомої води в перерозподілі тепла в океанах шляхом морських течій. Завдяки поверхневим текучим водам розмиваються, переміщаються і відкладаються величезні маси гірських порід.

Термічна стійкість води дуже висока. Водяна пара розкладається на водень і кисень тільки при температурі вище 1000С у високих шарах атмосфери.

Поверхневий натяг. Вода серед усіх рідин, окрім ртуті, володіє найбільшим поверхневим натягом, тому вона підіймається по капілярах в ґрунтах, рухається вгору в рослинах, забезпечуючи ґрунтоутворення і живлення рослин. Без води землеробство було б неможливе.

Вода — прекрасний **розчинник**, тому всі води — газосольові розчини різного хімічного складу і різної концентрації. Концентрація розчинених у воді речовин характеризується солоністю, позначається символом *S* і виражається в проміллі (‰), тобто в грамах речовини на кілограм води. Солоність прісної води менш 1 ‰, інші води в тій або іншій мірі солоні. Розчинювальна здатність води обумовлює хімічне вилуговування гірських порід, обмін речовинами між компонентами природи усередині географічної оболонки, між сушею й океаном, між організмами та середовищем. Взагалі мінералізація води до певної межі — основа життя. Хімічно чиста вода для життя непридатна.

Різноманітний не тільки хімічний і молекулярний, але й ізотопний склад природних вод, оскільки кисень і водень мають декілька ізотопів. Природна вода — суміш всіх цих видів. Причому на частку звичайної води H₂O доводиться 99,7 % на Землі. Всю решту видів води називають важкою водою. Вона знайшла застосування в атомній енергетиці.

Здатність до **самоочищення** — важлива властивість води. Воно здійснюється при фільтрації води через ґрунт, в процесі випаровування. Але при великому забрудненні межа самоочищення порушується.

Колір води. Вода має блакитний відтінок, але в тонких шарах безбарвна. Відтінки кольору залежать від кута падіння проміння, глибини проникнення світла та від домішок.

Прозорість води визначається шляхом занурення білого диска діаметром 30 см. Прозорість залежить від домішок. При великій прозорості світло проникає на велику глибину, підтримуючи необхідні умови для існування організмів.

Фізичні та хімічні властивості води тісно взаємозв'язані. Особливо сильно змінюються властивості води під впливом температури та тиску. Дивовижні властивості води сприяли появі життя на Землі. Завдяки воді відбуваються всі процеси в географічній оболонці.

Кругообіг води, або вологообіг, на Землі — один з найважливіших процесів у географічній оболонці. Під кругообігом води на поверхні Землі розуміють безперервний замкнутий процес переміщення води, що охоплює гідросферу, атмосферу, літосферу та біосферу, що відбувається під дією сонячної енергії та сили тяжіння. Він складається з процесів випаровування, перенесення водяної пари повітряними потоками, конденсації і сублімації його в атмосфері, випадання опадів над океаном або сушею і подальшого стоку їх в океан. Основне джерело надходження вологи в атмосферу — Світовий океан (більше 86 %), менше значення має суша (близько 14 %). Особливу роль в кругообігу займають біологічні процеси — транспірація та фотосинтез.

У глобальному кругообігу води умовно виділяють три його ланки — великий, малий і внутрішньоматериковий. У малому кругообігу води беруть участь океан і атмосфера, в ньому задіяна основна частка води. У великому кругообігу, окрім океану й атмосфери, беруть участь периферійні області суші (їх площа близько 117 млн. км²), з яких води поступають в океан шляхом річкового та підземного стоків. В результаті великого кругообігу води океану, атмосфери та суші зв'язані в одне ціле. Замкнуті простори суші, стік з яких не досягає океану, називають областями внутрішнього стоку (безстічними по відношенню до океану — площа їх більше 32 млн. км²). Їм властивий внутрішньоматериковий вологообіг. Води цих областей витрачаються на випаровування з поверхні ґрунтів, річок, озер, боліт, рослинності й обмінюються вологою з периферійними областями й океаном в основному шляхом перенесення її повітряними течіями. Безстічні області — Арало-Каспійська, Аравійська, Сахара, Центрально-Австралійська та ін.

Механізм вологообігу океан-атмосфера-суша-океан насправді набагато складніший. До процесу кругообігу води ми настільки звикли, що навіть не замислюємося над його значенням у природі та господарстві. А уявимо на мить, що вологообіг перестав би діяти. Припинилися б дощі, пересохнули б річки, озера, вичерпалися б підземні води. На суші не стало б прісної води. Через сухість ґрунту зникла б рослинність, в повітрі стало б мало кисню... змінився б весь хід природних процесів. У результаті була б неможлива не тільки господарська діяльність, але і життя.

Кількісно кругообіг води характеризується водним балансом. **Водний баланс Землі** — рівність між кількістю води, що поступає на поверхню Земної

кулі у вигляді опадів, і кількістю води, що випаровується з поверхні Світового океану та суші, за однаковий період часу. В середньому річна кількість опадів, як і випаровування, рівні 1030 мм, що в об'ємних одиницях складає 525 000 км³ води. Оскільки на випаровування витрачається тепло, яке звільняється при конденсації водяної пари, водний баланс пов'язаний з тепловим балансом, а вологообіг супроводжується перерозподілом тепла між сферами та регіонами Землі, що дуже важливо для географічної оболонки. В процесі вологообігу відбувається також обмін речовинами (солями, газами).

Деякі елементи кругообігу води піддаються управлінню людиною, але лише в прикордонних шарах гідросфери й атмосфери: накопичення води у водосховищах, снігонакопичення і снігозатримання, штучні дощі та ін. Але подібні заходи повинні бути дуже обережними та продуманими, оскільки в природі все взаємопов'язано: зміни в одному місці можуть спричинити небажані наслідки в іншому регіоні.

Значення води в природі, житті та господарській діяльності виключно велике. Землю робить Землею саме вода, вона бере участь у всіх фізико-географічних, біологічних, геохімічних і геофізичних процесах, що відбуваються на планеті.

Вода використовується для промислового та побутового водопостачання, для зрошування й обводнення, при отриманні електрики, для судноплавства, велике значення водних рубежів під час військових дій і багато чого іншого. До недавнього часу панувало переконання, що людству назавжди вистачить води. Насправді запаси прісної води у зв'язку із стрімкими темпами її споживання різко виснажуються у кількісних і якісних відносинах. Тому організація раціонального використання вод і їх охорона — одна з найважливіших екологічних проблем на Землі.

Питання і завдання для самоконтролю

1. У чому виражається єдність гідросфери? Які складові частини вона включає?
2. Назвіть унікальні фізико-хімічні властивості води та покажіть їх значення для природних процесів.
3. Чому проблема прісної рідкої води — одна з глобальних екологічних проблем людства? Що таке кількісне та якісне виснаження цієї води і які шляхи її розв'язання?

СВІТОВИЙ ОКЕАН

1. Світовий океан і його частини.
2. Основні фізико-хімічні властивості океанічної (морської) води.
3. Динаміка вод Світового океану.
4. Океан як середовище життя.
5. Природні пояси океану.
6. Природні ресурси океану. Охорона океану.

Світовий океан — єдина безперервна водна оболонка Землі, що оточує материки й острови. З 510 млн. км² площі земної кулі на його частку припадає 361,3 млн. км² (70,8 %).

Південна півкуля більш океанічна (81 %), ніж північна (61 %). Нерівномірний розподіл вод океану та суші на нашій планеті — один з найважливіших чинників формування її природи.

Світовий океан — не тільки вода, це цілісне природне утворення, своєрідний географічний об'єкт планетарного масштабу.

Єдиний Світовий океан поділяється на окремі океани. Океан — обширна частина Світового океану, відособлена материками, володіюча своєрідною конфігурацією берегової лінії, визначеними геологічною будовою, рельєфом дна і донними відкладами, самостійними системами атмосферної циркуляції і течій, специфічними гідрологічними характеристиками і природними ресурсами.

У сучасній морезнавчій літературі склалася концепція розділення Світового океану на чотири океани: Тихий (площа 178,68 млн. км², максимальна глибина в Маріанському жолобі 11022 м), Атлантичний (91,66 млн. км², жолоб Пуерто-Ріко 8742 м), Індійський (76,17 млн. км², жолоб Яванця 7729 м), Північний Льодовитий (14,75 млн. км², улоговина Нансена 5527 м). Межі океанів проводять по материках, островах, а у водних просторах або по підводних підняттях, що утруднюють водообмін, або умовно по меридіанах і паралелях. Межа між Тихим і Атлантичним океанами проведена по меридіану мису Горн (о. Вогняна Земля), між Атлантичним та Індійським — по меридіану мису Голковий (південь Африки), між Індійським і Тихим — по меридіану мису Південний (о. Тасманія) і по західних берегах півострова Малакка, Великих і Малих Зондських островів. Межа Північного Льодовитого океану з Атлантичним проходить частково по підводних порогах і островах від затоки Согне-Фіорд (Скандинавський півострів) — через Фарерські острови й Ісландію, огинає Гренландію і далі по 70° пн.ш. Межа між Тихим і Північним Льодовитим океанами проводиться по Берінговій протоці.

Море — більш менш відособлена островами, півостровами та підводними височинами частина океану. Виключення складає унікальне Саргасове «море без берегів», розташоване в антициклонному кільці Північної Атлантики. В цілому моря складають близько 10 % площі Світового океану. Найкрупніше море — Філіппінське 5726 тис. км². Зважаючи на деяку ізоляцію, великий вплив суші та сповільнений водообмін моря відрізняються від відкритої частини океану своїм гідрологічним режимом та іншими природними особливостями. Моря класифікують за різними ознаками.

За місцеположенням моря поділяють на околичні (відкриті), внутрішні і міжострівні (напіввідкриті). Околичні моря розташовані на підводному продовженні материків і обмежені з боку океанів островами і підводними височинами. Їх зв'язок з океаном досить тісний (Баренцове, Берингове, Тасманове). Внутрішні (середземні) моря далеко вдаються в сушу, з океанами з'єднуються вузькими протоками часто з підняттями дна — підводними порогами і різко відрізняються від них по гідрологічному режиму. Їх, у свою

чергу, поділяють на внутрішньоматерикові (Балтійське, Чорне) та міжматерикові (Середземне, Червоне). До міжострівних морів, оточених більш менш щільним кільцем островів і підводними порогами, відносяться Яванське, Філіппінське. Їх режим визначається ступенем водообміну з океаном.

За походженням улоговин виділяють моря материкові й океанічні.

Материкові (епіконтинентальні) моря розташовані на шельфі. Вони виникли при наступі океану на сушу за рахунок збільшення води в океані після танення покривних льодовиків. Більшість околичних морів і багато внутрішньоматерикових морів відносяться до цього типу. Глибини у них відносно невеликі.

Океанічні (геосинклінальні) моря утворюються в результаті розломів земної кори і опускання суші. До них відносять міжматерикові моря. У них більш менш симетричні за формою улоговини, глибини нарастають до центру до 2000-3000 м. Звичайно вони розтинають материковий цоколь і їм властива тектонічна активність (вулкани, землетруси). Всі міжострівні моря теж знаходяться в тектонічно активних зонах Землі, а оточуючі їх острови служать вершинами підводних гір, часто вулканів.

Берегова лінія — межа суші та моря, як правило, нерівна, з вигинами у вигляді заток і півостровів. Уздовж неї звичні острови, відокремлені від материків і один від одного протоками.

Затока — частина океану, що досить глибоко заходить в сушу. Затоки менш ізольовані від суміжних океанів, ніж моря і підрозділяються на різні типи.

За походженням виділяють, наприклад, фіорди — вузькі, довгі, глибокі затоки з крутими берегами, що вдаються в гористу сушу, утворилися на місці тектонічних розломів, згодом оброблених льодовиком і затоплених морем (Согне-Фіорд); лимани — дрібні затоки на місці затоплених морем гирл річок (Дніпровський лиман.); лагуни — затоки уздовж узбережжя, відокремлені від моря косами (Куршська затока) та ін.

Є розподіл заток за розмірами (найбільша Бенгальська— 2191 тис. км²) і за глибиною — (вона ж 4519 м).

Історично склалося так, що по суті однотипні акваторії називають то затоками, то морями, хоча по багатьох ознаках вони схожі. Наприклад, Бенгальська затока, але Аравійське море, Мексиканська затока, але Карибське море, Персидська затока, але Червоне море і т.д. Ці невідповідності пояснюються тим, що назви їм давалися у різний час без наукового обґрунтування і за традицією збереглися до наших днів.

Протока — відносно вузька частина океану або моря, що розділяє дві ділянки суші і сполучає два суміжні водойми. Протоки теж поділяються на різні типи за рядом ознак.

За морфологією виділяють вузькі та широкі протоки (найширша протока Дрейка 1120 км), короткі та довгі (найдовша Мозамбікська 1760 км), дрібні та глибокі (найглибша протока Дрейка 5249 м).

За напрямом у протоках вод їх поділяють на проточні, в яких течія як в річці направлена в одну сторону, наприклад Флоридська протока з Флоридською течією, і на обмінні, в яких спостерігаються течії в протилежних

напрямах: або біля різних берегів (у Девісовій протоці тепла Західно-Гренландська течія направлена на північ, а холодна Лабрадорська — на південь), або в протилежних напрямках на двох різних рівнях (у протоці Босфор поверхнева течія з Чорного моря в Мармурове, а глибинне — навпаки).

Півострів — частина суші, що вдається в океан або море й оточена з трьох сторін водою. Найкрупніший півострів Аравійський (2732 тис. км²).

Острів — невелика в порівнянні з материками ділянка суші, оточена з усіх боків водою. Зустрічаються одиночні острови (найкрупніший Гренландія — 2176 тис. км²) і скупчення островів — архіпелаги (Канадський архіпелаг, Північна Земля).

За походженням острови поділяють на материкові й океанічні. Материкові — ті, які відділилися від материків, вони звично крупні й розташовуються на підводній околиці материків (Великобританія, Новосибірські острови). Океанічні, у свою чергу, поділяють на вулканічні та коралові (органогені). По дну океанів, особливо Тихого, розсіяна величезна кількість одиночних островів вулканічного походження. Коралові острови характерні для жаркого поясу, особливо багато їх в Тихому й Індійському океанах. Коралові споруди — атоли, мають форму кільця або підкови діаметром до декількох десятків кілометрів навколо мілководної лагуни. Основою для них звичайно служать гайоти. Іноді атоли утворюють гірлянди уздовж берегів — бар'єрні рифи, наприклад, Великий Бар'єрний риф уздовж східного узбережжя Австралії, що протягнувся на 2000 км.

Рівнева поверхня океану — вільна водна поверхня океанів і морів, близька до геоїдної форми. У нашій країні за початковий рівень — стандарт, від якого відлічуються абсолютна висота поверхні суші і глибини морів, береться середній багаторічний рівень Балтійського моря біля м. Кронштадта (Балтійська система висот).

Рівень Світового океану схильний до різного роду коливань. До періодичних коливань відносяться добові коливання внаслідок припливів-відпливів. Неперіодичні коливання виникають через проходження тропічних циклонів, цунамі, моретрусів і т.д. Періоди коливань можуть бути короткими (приплив-відплив через 6 год 12,5 хв) і тривалими, або віковими (сотні років). Наприклад, багато споруд Скандинавії, колись зведені на березі моря, знаходяться зараз далеко від нього. А в Голландії, Венеції відбувається опускання суші і наступ моря. Вікові зміни можуть бути викликані різними причинами: змінами об'єму води в океані — гідрократичні коливання або змінами місткості океану — геократичні коливання. Гідрократичні зміни неодноразово відбувалися в четвертинний час. Під час зледенінь величезна маса води у вигляді льоду консервувалася на суші, і рівень океану знижувався на 100-120 м. У міжльодовиковий і в післяльодовиковий (близько 10 тис. років тому) в результаті танення льоду вода поступала в океан, і його рівень підвищувався на 20-30 м вище за сучасний. Рівень моря за останні сто років, за даними В.М. Котлякова, піднявся на 16 см в результаті потепління клімату на Землі, що викликав танення льодовиків і теплове розширення води в океані. Розрахунки свідчать про подальше підвищення рівня океану приблизно на

30 см до середини ХХІ ст. Геократичні коливання викликані тектонічними порушеннями дна океану, внаслідок чого змінюється об'єм місткості Світового океану. Це неодноразово відбувалося протягом геологічного часу, викликаючи наступ і відступ моря. Загальна картина зміни рівня океану дуже складна і звичайно обчислюється для певних пунктів спостережень.

Океанічна вода — універсальний однорідний іонізований розчин, до складу якого входять всі хімічні елементи. У розчині знаходяться тверді мінеральні речовини (солі) і гази, а також суспензії органічного і неорганічного походження.

Солоність морської води. За масою розчинені солі складають всього 3,5 %, але вони додають воді гірко-солоний смак та інші властивості.

Морська вода за складом різко відрізняється від річкової води, бо в ній переважають хлориди. Цікаво відзначити, що склад солей плазми крові близький до складу солей морської води, в якій зародилося життя.

Солоність морської води в середньому 35 ‰. З 35 г солей у морській воді більше всього хлористого натрію, тобто кухонної солі (близько 27 г), тому вона солонна. Гіркий смак їй додають солі магнію. Лінії на карті, що сполучають точки з однаковою солоністю, називають **ізогалінами**.

У теперішній час вважається, що вода в океанах утворилася з гарячих солоних розчинів земних надр і газів, так що солоність її початкова. Склад морської води нагадує склад ювенільних вод, тобто вод, що виділяються при вулканічних виверженнях з магми і вперше вступають в кругообіг води на Землі. Первинний склад солей морської води і солоність її були дещо іншими. Зміни, які вона зазнала в процесі еволюції Землі, були викликані перш за все появою життя. Живі організми, особливо тварини, споживали величезну кількість спочатку кремнію, а потім кальцію для утворення своїх скелетів і раковин. Після відмирання вони занурювалися на дно і випадали з кругообігу мінеральних речовин, не збільшуючи вміст карбонатів у морській воді.

У розподілі солоності поверхневих вод приблизно до глибини 200 м простежується зональність, що пов'язана з балансом (приходом і витратою) прісної води, перш за все — з кількістю опадів і випаровуванням. Зменшують солоність морської води річкові води і айсберги.

У екваторіальних і субекваторіальних широтах, де опадів випадає більше, ніж витрачається води на випаровування, і великий річковий стік, солоність трохи більша за 34 ‰. У тропічних і субтропічних широтах опадів мало, а випаровування велике, солоність складає 37 ‰. У помірних широтах солоність близька до 35 ‰. У приполярних і полярних широтах солоність найменша — близько 32 ‰, оскільки кількість опадів перевищує випаровування, великий річковий стік, особливо сибірських річок, багато айсбергів, головним чином навколо Антарктиди та Гренландії.

Зональну закономірність солоності порушують морські течії і притоки річкових вод. Наприклад, в помірних широтах північної півкулі солоність вод більша біля західних берегів материків, куди поступають субтропічні води підвищеної солоності, що приносяться теплими течіями, менше — біля східних берегів материків, куди холодні течії приносять менш солоні субполярні води.

З океанів найбільшу солоність має Атлантичний. Найменша солоність води — в Північному Льодовитому океані, особливо біля Азіатського узбережжя, поблизу гирл сибірських річок — менш 10 ‰. Проте в приполярних широтах відбувається сезонна зміна солоності води: восени при утворенні морського льоду і зменшенні річкового стоку солоність зростає, весною-влітку при таненні морського льоду та збільшенні річкового стоку — зменшується. Навколо Гренландії й Антарктиди влітку солоність стає меншою ще і за рахунок танення айсбергів і підтавання краєвих частин покривних і шельфових льодовиків. Максимальна солоність води спостерігається в тропічних внутрішніх морях і затоках, оточених пустелями, наприклад в Червоному морі — 42 ‰, у Персидській затоці — 39 ‰. Солоність води впливає на багато її фізичних властивостей: температуру, густину, електропровідність, швидкість розповсюдження звуку, утворення льоду та ін.

Газовий склад океанів. У морській воді, крім солей, розчинені гази: азот, кисень, діоксид вуглецю, сірководень та ін. І хоча вміст газів у воді вкрай незначний, їх достатньо для розвитку органічного життя та біогеохімічних процесів. Кисню в морській воді більше, ніж в атмосфері, особливо у верхньому шарі (35 % при температурі 0°C). Головним джерелом його служить фітопланктон, який називають «легенями планети». Витрачається кисень шляхом віддачі в атмосферу при надлишку його в поверхневих шарах (особливо вдень), на дихання морських організмів і на окислення різних речовин. Азоту в морській воді менше, ніж в атмосфері. Вміст вільного азоту пов'язаний з розпадом органічних речовин. CO₂ потрапляє у воду з повітря, при диханні морських організмів, розкладанні органічних речовин. Сірководень утворюється в глибоких застійних улоговинах внизу товщі води при розкладанні органічних речовин і в результаті життєдіяльності мікроорганізмів (наприклад, в Чорному морі). Сірководень сильно отруйний і різко знижує біологічну продуктивність води. Оскільки розчинність газів інтенсивніша при низьких температурах, води високих широт містять їх більше, зокрема найважливішого для життя газу — кисню. Поверхневі води там навіть перенасичені киснем і біологічна продуктивність вод вища, ніж в низьких широтах, хоча видова різноманітність тварин і рослин бідніша.

Температура — дуже важлива фізична характеристика води, показник теплового стану океану. Оскільки вода одне з самих тепломістких тіл, а океан складає 71 % поверхні земної кулі, поверхневий шар океану є гігантським акумулятором тепла і виконує функції терморегулятора планети.

В цілому Світовий океан є холодною сферою, оскільки температура його вод в середньому біля 4°C, але середня річна температура поверхневих вод 17,4°C, причому в північній півкулі вона приблизно на 3°C вища, ніж в південній. Слід зазначити також, що найбільша температура води в північній півкулі спостерігається в серпні, найменша — в лютому, а в південній півкулі — навпаки. У розподілі температури поверхневих вод Океану спостерігається зональність, що виражається в поступовому зменшенні її від екватора до полюсів.

Аналіз багаточисельних джерел з річними та сезонними (лютого і серпня) ізотермами води свідчать про те, що пояс найвищих температур (більш 26°C) охоплює широкою смугою термічний екватор Землі. У тропічних і особливо помірних широтах зональна закономірність температури вод порушується перш за все течіями, що призводить до зміни зональних особливостей на регіональні. У тропічних зонах на заході океанів завдяки теплим течіям вода на $5-7^{\circ}\text{C}$ тепліша ніж на сході, де холодні течії. У помірних широтах південної півкулі, де панують морські простори, температура води плавно знижується у напрямі полюсів.

У північній півкулі ця закономірність порушується течіями: на сході океанів внаслідок теплового перебігу температури води весь рік позитивні, а на заході океанів через наявність холодних течій вода взимку замерзає (на північ від півострова Нова Шотландія в Атлантиці, на північ від Корейського півострова в Тихому океані). У високих широтах температура води влітку під час полярного дня біля 0°C ; взимку під час полярної ночі під льодом, $-1,5^{\circ} - 1,7^{\circ}\text{C}$. Тут на нагрівання і охолодження води впливають частково льодові явища. Восени при утворенні морського льоду виділяється теплота, яка пом'якшує перебіг температури води та повітря. Весною на танення льоду затрачається тепло, тому прогрівання води і повітря над нею сповільнюється.

Процес утворення льоду в океані складніший, ніж в прісній воді, що замерзає при температурі 0°C . Морська вода замерзає при негативних температурах. При цьому, чим вища солоність, тим нижча температура замерзання (при $S = 35\text{‰}$ близько -2°C). Замерзанню морської води перешкоджає конвекція. При солоності $24,7\text{‰}$ температура замерзання води і найбільшої густини співпадають і рівні $-1,3^{\circ}\text{C}$. У солоній воді ($S > 24,7\text{‰}$) спочатку досягається температура замерзання води, але лід утворитися не може, оскільки продовжується конвекція. Лише при подальшому охолодженні води і досягненні температури найбільшої густини перемішування води припиняється і утворюється лід.

Таким чином, солонувата вода, як і прісна, замерзає досягнувши температури замерзання, а солоні — при температурі найбільшої густини. Замерзанню полярних морів перешкоджає вітрове хвилювання, а сприяють річки та дощі, які зменшують солоність води, а також сніг і айсберги, які не тільки зменшують солоність води, але і знижують її температуру й ослабляють утворення хвиль. Морський лід солоний, але його солоність в 5-6 разів менше солоності тієї води, з якої він виник. Тому восени при замерзанні морської води й утворенні льоду солоність поверхневих вод зростає, вони стають щільнішими, важчими та опускаються. Весною при таненні морського льоду солоність поверхневих вод зменшується, конвекція припиняється.

Процес утворення льоду проходить декілька стадій. До початкових льодів відносяться: голки-кристали до 10 см завдовжки, з яких при зрощенні утворюється плями-диски — крижане сало. Одночасно з'являється сніжура — кашоподібна маса з снігу, просоченого водою, і шуга — скупчення льоду у вигляді смуг і плям з тих, що збилися при вітрі крижаного сала та сніжури. В цей же час біля берегів на мілководдях утворюються крижані забереги — смуги

льоду, що примерзнули до суші. При подальшому пониженні температури спочатку утворюється суцільна тонка (завтовшки до 5 см) крижана кірка, а потім крихкий шар льоду (завтовшки до 10 см) — сірий лід, і, нарешті, білий лід (завтовшки в середньому 70 см). У сезонно замерзаючих морях це гранична форма льоду, тому його називають дорослим.

В Арктиці й Антарктиці, крім сезонного льоду, існують однорічні, дворічні та багаторічні льоди. Однорічні льоди ті, що зберігаються до початку нового льодоутворення. Їх потужність близько 1 м. Однорічним льодам властиві тороси — нагромадження крижин, що виникають в результаті бічного тиску крижаних полів, утворення тріщин і хаотичного наповзання крижин одна на одну. Дворічні льоди досягають потужності 2 м, тороси їх менші завдяки підтаванню під час полярних днів. І, нарешті, багаторічні льоди — полярний пак, існуючий більше двох років, завтовшки до 7 м, блакитного кольору, з сильно згладженими торосами в результаті неодноразового підтавання. У Північному Льодовитому океані пакові льоди займають 70 % всієї площі льодів. Ця класифікація льодів по віку дає уявлення про процес утворення і розвитку крижаного покриву.

Руйнування льоду відбувається під дією сонячної радіації і теплих повітряних мас. Спочатку на поверхні криги утворюються сніжниці — озерця талої води, а біля берегів смуги води — закраїни. Потім в кризі з'являються тріщини, розводдя, ополонки, що розбивають крижані поля на окремі крижини, які поступово тануть.

За походженням крижини в океані ділять на морські, річкові та материкові, або глетчерні (льодовикові). Морська крига утворюється безпосередньо з морської води, тому слабкосолона. Вона займає основну частину площі в Світовому океані, особливо в північній півкулі. Річкові прісноводні крижини виносяться в моря річками. Материкові льоди теж прісні, це або частини покривних шельфових льодовиків, що знаходяться на плаву і спускаються в море, або їх уламки.

За рухливістю кригу в морях поділяють на нерухому та дрейфуючу. Нерухомий лід — суцільний крижаний покрив, що примерзнув до берега або до дна на мілководдях — банках. Основна форма нерухомого льоду — припай, що досягає завширшки декількох десятків кілометрів. Дрейфуючі льоди переміщуються під впливом вітрів і течій, вони можуть бути різного походження. До дрейфуючих льодів материкового походження відносяться айсберги і крижані острови. Айсберги, або крижані гори, — це уламки вивідних льодовиків пірамідальної та куполовидної форми, під водою у них знаходиться 80-90 % об'єму, висота надводної частини звично до 100 м. Крижані острови — обширні столоподібні формою уламки шельфових льодовиків. Вони досягають величезних розмірів — до десятків кілометрів в довжину та ширину. Максимальна зареєстрована в Антарктиді довжина острова — 280 км.

Зі всіх океанів найхолоднішим є Північний Льодовитий океан. Він майже весь рік покритий льодами, за винятком частково околичних морів влітку, по яких проходить Північний морський шлях — головна судноплавна магістраль Росії в Арктиці з тривалістю навігації близько трьох місяців. А найтепліший

океан — Тихий (середня річна температура поверхневих вод $19,1^{\circ}\text{C}$), оскільки у нього велика площа в екваторіально-тропічних широтах і слабкий зв'язок з Північним Льодовитим океаном.

Добові коливання температури води усюди незначні — біля 1°C . Річні коливання температури досягають найбільших значень ($8-10^{\circ}\text{C}$) у субтропічних широтах.

У всіх океанах, окрім високих широт, по вертикалі виділяють два основні шари: теплий поверхневий і могутній холодний, що тягнеться до дна. Між ними лежить перехідний шар температурного стрибка, або головний термоклин, в межах якого температура різко знижується на $10-12^{\circ}\text{C}$. Вирівнюванню температур в поверхневому шарі сприяє конвекція за рахунок сезонної зміни температури діяльної поверхні та солоності, а також хвилювання і течії. Зміна температури води по вертикалі істотно позначається на органічному житті та ряду природних процесів.

Густина — важлива фізична властивість морської води. Морська вода щільніша за прісну воду. Чим вища солоність і нижча температура води, тим густина її більша. Вона збільшується від екватора до тропіків завдяки наростанню солоності та від помірних широт до полярних кругів в результаті пониження температури, особливо в холодний сезон. Це призводить взимку до інтенсивного опускання полярних вод і руху їх в придонних шарах до екватора, внаслідок чого глибинні води Світового океану в цілому холодні, але збагачені киснем.

Колір і прозорість залежать від віддзеркалення, поглинання і розсіяння сонячного світла, а також від зважених у воді речовин органічного і мінерального походження. Синій колір властивий воді у відкритій частині океану, де немає суспензій. Біля узбережжя, де багато суспензій, колір зеленуватий, жовтий, коричневий та ін. При великій кількості планктону колір синювато-зелений. Прозорість краща у відкритій частині океану, гірша — біля узбережжя, де багато суспензій. Наприклад, в Саргасовому морі прозорість води до 67 м. Взагалі прозорість зменшується в період масового розвитку планктону.

Свічення (біолоюмінесценція) — це свічення в морській воді живих організмів, що містять фосфор. Світяться перш за все прості нижчі організми (ночесвітка), деякі бактерії, медузи, черв'яки, риби у всіх шарах води. Серед біологів немає єдиної думки про призначення свічення. Припускають, що воно служить або для відлякування хижаків, або для пошуків їжі, або для залучення особин протилежної статі в темноті. Холодне свічення морських риб дозволяє знаходити їх косяки риболовецьким суднам.

Звукопровідність — акустична властивість морської води. В океанах знайдені шари з різною провідністю звуку: звукорозсіюючий шар і шар, що має звукову надпровідність — підводний «звуковий канал». До звукорозсіюючого шару приурочені скупчення зоопланктону і відповідно риб. Він відчуває добові міграції: вночі підіймається, а вдень опускається. Його використовують підводники, оскільки він гасить шум від двигунів підводних човнів, і риболовецькі судна — для виявлення косяків риб. «Звуковий канал» почали

використовувати для короткострокового прогнозу хвиль цунамі, в практиці підводної навігації для наддалекої передачі акустичних сигналів.

Електропровідність морської води висока. Вона прямо пропорційна солоності та температурі.

Природна радіоактивність морських вод мала, але багато рослин і тварини здатні концентрувати радіоактивні ізотопи. Тому в даний час улов риби й інших морепродуктів проходить спецперевірку на радіоактивність.

Води Світового океану знаходяться в постійному русі. Розрізняють два види руху — хвилювання і течії.

Хвилювання — це коливальний рух. Спостерігачу здається, що хвилі «біжать» по поверхні моря, а насправді руху води в горизонтальному напрямі не відбувається. Водна поверхня при хвилюванні коливається вгору-вниз від середнього рівня, біля положення рівноваги. Таке ж враження справляє і «хлібне поле, що хвилюється від вітру». Проте форма хвилі при хвилюванні відчуває певну зміну, що полягає в пересуванні в просторі її профілю, через рух частинок води по замкнутих майже кругових орбітах.

Всяка хвиля представляє собою сполучене підняття і поглиблення, що добре видно в її поперечному розрізі.

Основні частини хвилі: гребінь — найвища частина; підощва — найнижча частина; схил — профіль між гребенем і підощвою хвилі. Основні характеристики хвилі: висота « h » — різниця рівнів гребеня і підощви хвилі; довжина « λ » — найкоротша відстань по горизонталі між двома суміжними гребенями або підощвами хвиль; крутизна « a » — кут між схилом хвилі і горизонтальною площиною.

За походженням розрізняють наступні типи хвиль: хвилі тертя (вітрові та глибинні), баричні, сейсмічні, припливні хвилі.

Вітрові хвилі виникають внаслідок тертя на межі повітря та води. Вітер всюди служить головною причиною виникнення хвиль. Первинна форма вітрових хвиль — брижі, що виникають при поривчастому вітрі зі швидкістю менше 1 м/с. При швидкості вітру більше 1 м/с утворюються спочатку дрібні, а при його посиленні й крупні гравітаційні хвилі. Крім швидкості вітру, їх виникненню сприяють тривалість вітрів і величина акваторії. На перших порах ці хвилі двомірні — мають довжину та висоту, йдуть валами, а фронт хвилі — лінія уздовж її гребеня досягає значної величини. Але оскільки вітер дме поривчасто, змінюючи швидкість і напрям, то правильність руху хвиль порушується, вони стають безладними, накладаються одна на одну, місцями збільшуючи свою висоту, місцями гасячи її, і врешті-решт стають тривимірними. Під шириною тривимірних хвиль розуміється довжина гребеня хвилі, яка невелика з огляду на те, що улоговини утворюються не тільки попереду і позаду хвиль, але й по сторонах від гребенів. Такі хвилі звично високі та круті, а формою пірамідальні. Подібні хвилі, що одержали назву шттовханина, властиві центральним областям циклонів, де хвилі направлені назустріч одна одній, і море буквально «кипить». Тривимірні хвилі дуже неприємні для моряків, оскільки коливання кораблів стає і кильовим, і бічним. Добрими морехідними якостями володіють катамарани — судна з двома

паралельно розташованими корпусами, сполученими у верхній частині. Хвилювання в морі оцінюють по дев'ятибальній системі.

Найбільшу повторюваність в Світовому океані мають хвилі заввишки менше 2 м. Штормовими областями є північні частини Тихого й Атлантичного океанів і особливо суцільне водне кільце на південь від 40° пд.ш. (так звані «ревучі» сорокові широти), де висота хвиль протягом всього року перевищує 3 м. У антарктичних водах зареєстрована хвиля заввишки близько 30 м.

Коли вітер стихає, хвилювання набуває характеру брижів — хвилювання за інерцією. У таких хвиль невелика висота (в середньому 3-4 м) при дуже великій довжині (сотні метрів), і у відкритому океані вони не помітні. Але при зустрічі відпливу з брижами, що йдуть з боку моря, поблизу берегів виникає зіштовхування небезпечних пірамідальних хвиль, що називається сулою.

При сильних вітрах гребінь хвилі може закидатися, утворюючи білі «баранчики» з піни — міхурців повітря. Особливо істотні деформації набуває хвиля поблизу берегів на мілководдях: через тертя об дно довжина хвиль зменшується, а висота і крутизна зростає, гребінь хвилі закидається, і частина води одержує поступальну ходу — прибій. У разі підводних піднять на відстані 1-2 км від берега руйнування хвилі відбувається в морі — бурун. До берега вода набуває поступального руху з швидкістю до 15-20 км/год. Катання на бурунах у човнах-плоскодонках або на дошках — особливий вид спорту. Пінявий вал при бурунах служить попередженням морякам про наявність мілин і рифів.

Біля глибоких крутих берегів хвиля руйнується інакше, ніж на мілководдях. Вона ударяється об високий берег, відбувається підкид води на висоту 50-60 м і від колосальної сили удару скелі руйнуються. На узбережжі таких морів біля портів споруджують спеціальні хвилерізи, розраховані на надмаксимальний тиск хвиль (біля берегів Шотландії на 37 т/м², в протоці Ла-Манш біля берегів Франції на 60 т/м²). Від штормових хвиль, що вторгаються на низовинну сушу, страждає населення багатьох країн Центральної Америки, Японії, Європи та інших регіонів. Позитивне значення хвилювання у тому, що хвилі перемішують воду, заносючи в її товщу до глибини 100-200 м тепло та кисень і виносячи на поверхню поживні речовини. Спроби використовувати енергію хвиль поки не виходили за межі експериментів.

Глибинні (внутрішні) хвилі виникають на межах двох шарів води з різними властивостями (солоністю, температурою, густиною). Вони часто виникають в протоках, де два поверхи течій (наприклад, у Босфорі), поблизу гирл річок, у кромки талих льодів. Такі хвилі сприяють перемішуванню вод океану, але небезпечні. Тому ці хвилі привертають увагу не тільки учених-океанологів, але і гідробіологів, гідроакустиків, гідробудівельників, фахівців з бурових установок, підводників, капітанів великих океанських лайнерів з глибоким осіданням.

Баричні хвилі виникають у зв'язку зі швидкою зміною атмосферного тиску в місцях проходження циклонів, особливо тропічних. Як правило, вони одиночні, шкода їх в морі невелика, оскільки спучування водної поверхні складає близько 1 м. Але поблизу низького узбережжя висота хвиль на

мілководді збільшується, досягаючи декількох метрів, вода проникає в глиб суші на десятки кілометрів і викликає катастрофічні повені. Ці хвилі особливо небезпечні, коли співпадають з високим припливом. Від таких повеней часто терплять Антильські острови, півострів Флорида, узбережжя Китаю, Індії, Японії.

Сейсмічні хвилі, або цунамі, — це хвилі, що викликаються підводними та прибережними землетрусами силою більше 6 балів, а також виверженнями вулканів. У океані вони майже невідчутні, оскільки висота їх менше 1 м, а довжина до 600 км. Проте у них величезна швидкість розповсюдження — 400-800 км/год. Висота цунамі біля узбережжя досягає 10-20 м, у виняткових випадках у вузьких затоках — до 35 м, а до узбережжя вони підходять групами. Спочатку перед цунамі море відступає на сотні метрів, залишаючи на мілководдях рибу, крабів, моллюсків та іншу живність, а потім хвилі з величезною швидкістю з інтервалом 15-20 хв. накидаються на узбережжя, руйнуючи все на своєму шляху і викидаючи на берег навіть судна.

Сейші — це стоячі хвилі, які виникають в затоках і внутрішніх морях під впливом різкого порушення рівноваги вод внаслідок коливання тиску, рясних опадів в одній частині акваторії, швидкої зміни напрямку або швидкості вітру. При цьому спостерігаються вертикальні коливання поверхні: у одному місці вода опускається, в іншому — підіймається, а лінію, уздовж якої коливання не відбуваються, називають вузловою.

Припливи, або припливні хвилі, як вже наголошувалося раніше, це хвильові рухи води, що виникають під дією припливоутворюючих сил Місяця і Сонця. Вони виявляються у періодичних коливаннях рівня моря і горизонтальній поступальній ході води у формі припливних течій у прибережних частинах океанів. У відкритому океані величина припливів не перевищує одного метра. Біля узбережжя картина припливів ускладнюється під впливом конфігурації берега, рельєфу дна, глибини і т.д. Найбільша величина припливу відмічена на атлантичному узбережжі Північної Америки, в затоці Фанді (до 18 м). Це пояснюється конфігурацією затоки: звуженням її від гирла в глиб суші і поступовим зменшенням глибини в тому ж напрямі. Припливна хвиля, входивши в затоку, що ускладнюється берегами та дном, поступово деформується, збільшуючись у висоту.

Припливні хвилі заходять в річки на десятки-сотні кілометрів вгору за течією. Круту припливну хвилю, що біжить вгору по річці, називають бір. На р. Амазонка бір досягає висоти 5 м і відчувається на відстані 1400 км від гирла. З припливною хвилею океанські судна заходять у річки вглиб материків, наприклад по Темзі, Сені та ін. Але при великій висоті та швидкості переміщення бір може бути небезпечний для суден.

Морські течії — горизонтальна поступальна хода водних мас в океанах і морях, що характеризується певним напрямом і швидкістю. Вони досягають декількох тисяч кілометрів в довжину, десятків-сотень кілометрів завширшки, сотень метрів у глибину. Вода морських течій відрізняється від оточуючої за температурою, солоністю, кольором та іншим фізико-хімічними властивостями.

Морські течії класифікують за рядом ознак.

За тривалістю існування (стійкістю) виділяють постійні, періодичні та тимчасові течії. Постійні течії спостерігають в одних і тих же районах океану. Вони характеризуються одним генеральним напрямом, більш менш постійною швидкістю та стійкими фізико-хімічними властивостями водних мас. Наприклад, Північна та Південна пасатні, Гольфстрім, Західний дрейф та ін. У періодичних течій напрям, швидкість, температура та інші властивості підпорядковані періодичним закономірностям. Їх спостерігають в певній послідовності через рівні проміжки часу. Наприклад, літня і зимова мусонні течії в північній частині Індійського океану або припливно-відпливні течії. Тимчасові течії — епізодичні, їх викликають непостійно діючі чинники, найчастіше вітри.

Із класифікацій за фізико-хімічними властивостями найбільш важлива **за температурною ознакою** — теплі, холодні та нейтральні течії. Цей розподіл носить умовний характер, він заснований не на абсолютній, а на відносній температурі води. Теплі течії мають температуру води вище, ніж навколишня вода, холодні — навпаки. Наприклад, тепла Мурманська течія з температурою 2-3°C серед вод з температурою 0°C, холодна Канарська течія з температурою 15-16°C серед вод з температурою біля 20°C. Нейтральні течії мають температуру води, близьку до температури навколишньої води. Наприклад, екваторіальні протитечії. Холодні течії мають напрям від полюсів у бік екватора, теплі від екватора у бік полюсів.

За глибиною розташування в товщі води розрізняють течії поверхневі (до глибини 200 м), підповерхневі, які, як правило, мають напрямом, протилежний поверхневому, глибинні, і придонні. Останні регулюють обмін вод між полярними-субполярними і екваторіально-тропічними широтами. Особливо чітко виражені придонні течії поблизу Антарктиди, звідки вони «спускаються» по материковому схилу, залишаючи на дні промоїни та сліди протікання, доходючи аж до екватора.

За походженням течії об'єднують в чотири групи: фрикційні (дрейфові та вітрові), градієнтно-гравітаційні, припливні, інерційні. Фрикційні течії утворюються за участю сил тертя: дрейфові виникають під впливом постійних вітрів, вітрові викликані сезонними вітрами. Серед градієнтно-гравітаційних течій найважливіші стічні течії, які створюються в результаті нахилу поверхні, викликаного надлишком вод унаслідок їх притоку з інших районів океану, річкових вод і рясних опадів, і компенсаційні течії, які виникають внаслідок порушення рівноваги завдяки відтоку вод в інший район, мізерним опадам, незначному річковому стоку. Інерційні течії спостерігаються після припинення дії їх чинників.

В даний час встановлена певна система перебігу океану, обумовлена загальною циркуляцією атмосфери. Схема їх така. У кожній півкулі по обидві сторони від екватора існують великі кругообіги течій навколо постійних субтропічних баричних максимумів: за годинниковою стрілкою — в північній півкулі, проти — в південній. Між ними виявлені екваторіальні міжпасатні протитечії із заходу на схід. У помірних — субполярних широтах північної півкулі спостерігаються малі кільця течій навколо баричних мінімумів проти

годинникової стрілки, а в південній півкулі — течія із заходу на схід навколо Антарктиди.

Найстійкішими є Північна і Південна пасатні течії по обидві сторони від екватора в Тихому й Атлантичному океанах і Південна пасатна в Індійському океані, які «перекачують» воду зі сходу на захід. Біля східних берегів материків в тропічних широтах характерні теплі стічні течії: Гольфстрім, Куросіо, Бразильська, Мозамбікська, Мадагаскарська, Східно-Австралійська. Це течії-аналоги не тільки за походженням, але і за фізико-хімічними властивостями вод.

У помірних широтах під дією постійних західних вітрів існують теплі Північно-Атлантична і Північно-Тихоокеанська течії в північній півкулі і холодна (а правильніше було б сказати нейтральна) Західних вітрів — в південній. Ця могутня течія утворює кільце в трьох океанах навколо Антарктиди. Замикають великі кругообіги холодні компенсаційні течії-аналоги уздовж західних берегів материків в тропічних широтах: Каліфорнійська, Канарська — в північній півкулі та Перуанська, Бенгельська, Західно-Австралійська — в південній півкулі.

З малих течій слід зазначити теплу Норвезьку течію в Арктиці та холодну Лабрадорську в Атлантиці по периферії Ісландського мінімуму, а також аналогічні їм теплу Аляскінську і холодну Куріло-Камчатську — в Тихому океані по периферії Алеутського мінімуму.

У північній частині Індійського океану мусонна циркуляція породжує сезонні вітрові течії: зимову мусонну — зі сходу на захід і літню мусонну — із заходу на схід. Влітку тут ще добре виражена течія Сомалі — єдина холодна течія, що спрямовується від екватора. Вона пов'язана з південно-західним мусоном, що відгонить воду від берегів Африки біля півострова Сомалі та викликає тим самим підйом холодних глибинних вод (зона прибережного апвелінгу).

У Північному Льодовитому океані головний напрям руху вод і дрейф льодів відбувається зі сходу на захід — так звана Трансарктична течія від Новосибірських островів у Гренландське море. Вона спонукається комплексом причин: по-перше — великим річковим стоком сибірських річок; по-друге — обертальним циклональним рухом (проти годинникової стрілки) в місцевих зимових баричних мінімумах над Баренцовим і Карським арктичними морями. Під впливом течій і вітрів відбувається дрейф льодів уздовж стійкої Арктичної проталини, що проходить від Новосибірських островів майже через Північний полюс до протоки між Гренландією й архіпелагом Шпіцберген. Поповнюється Арктика водами з Атлантики у вигляді Нордкапської, Мурманської, Шпіцбергенської і Новоземельської течій. Води останньої більш солоні й тому щільніші та занурюються під лід.

Значення морських течій для клімату і природи Землі в цілому і особливо прибережних районів велике. Морські течії, разом з повітряними масами, здійснюють перенесення «тепла» та «холоду» між широтами. Теплі та холодні течії у всіх кліматичних поясах підтримують температурні відмінності західного та східного узбережжя материків, порушуючи зональний розподіл

температури (наприклад, незамерзаючий порт Мурманськ знаходиться за полярним колом, а на східному узбережжі Північної Америки замерзає затока Св. Лаврентія — 48° пн. ш.). Течії роблять вплив і на кількість опадів. Теплі течії сприяють розвитку конвекції і випаданню опадів. Космонавти відзначають характерні хмарні утворення, що супроводжують теплі течії на всьому їх протязі. Холодні течії, послаблюючи вертикальний обмін повітряних мас, зменшують можливість випадання опадів. Тому території, що омиваються теплими течіями та знаходяться під впливом повітряних потоків з їх сторони, мають вологий клімат, а території, що омиваються холодними течіями, — сухий. Морські течії сприяють перемішуванню води та здійснюють перенесення поживних речовин і газовий обмін, з їх допомогою здійснюється міграція рослин і тварин. Течії виконували велику роль в судноплавстві в епоху парусного флоту. Їх враховують при мореплаванні і зараз. Так, з Лабрадорською течією пов'язане винесення гренландських айсбергів в помірні широти Атлантики, де проходить жвава морська траса. А це до того ж район штормів і частих щільних туманів. Загальновідома трагічна загибель лайнера «Титанік» в 1912 р. Тепер існує міжнародний льодовий патруль з використанням супутникової інформації, завдяки якій капітани кораблів завчасно оповіщаються про рух айсбергів.

У Світовому океані всюди, від поверхні до дна, існує життя. Проте концентрація живої речовини приурочена до двох пластів життя — водно-поверхневого та донного. Оскільки в океані сприятливі умови для життя, в ньому мешкає майже 300 тис. видів рослин і тварин, кожний з яких обчислюється безліччю екземплярів.

За способом життя серед мешканців океану розрізняють три групи: нектон (від грец. nektos — плаваючий), планктон (від грец. planktos — блукаючий) і бентос (від грец. benthos — глибина).

Нектон представлений такими активно плаваючими тваринами, як риби (більше 16 тис. видів), ластоногі, кити, дельфіни, морські змії та черепахи, кальмари та ін.

Планктон складається з дрібних рослин (фітопланктон) і тварин (зоопланктон), які пасивно переносяться водою в зваженому стані. Фітопланктон представлений головним чином мікроскопічними водоростями, що мешкають у верхньому освітленому шарі. Найпоширеніші мікроводорості відносяться до двох груп — діатомей і перидиней. Крім того, що фітопланктон важливе джерело кисню, він ланка харчового ланцюга для складніших істот. Зоопланктон — дрібні рачки, черв'яки, медузи, деякі молюски та ракоподібні. Оскільки зоопланктон харчується переважно фітопланктоном, основна маса його зосереджена в поверхневому шарі. Зоопланктон є головною кормовою базою риб і китоподібних.

Бентос об'єднує рослин та тварин, що населяють дно. Одні з них ніколи не відділяються від нього — водорості, корали, деякі молюски, голкошкірі, ракоподібні. Інші можуть покидати дно — камбали, скати. Треті закопуються в ґрунт — черв'яки, багато молюсків, голкошкірих, ракоподібні. Бентос

зосереджений на материковій обміліні, куди поступає основна маса органічних залишків.

Загальна біомаса Світового океану складає 35 млрд. т, з них на частку тварин доводиться 32,5 млрд. т, водоростей — 1,7 млрд. т.

За умовами існування в океані виділяється два різні середовища існування: товща води — **пелагіаль** і дно — **бенталь**.

Пелагіаль, у свою чергу, неоднорідна з погляду умов існування у вертикальному та горизонтальному напрямках, що відображається у житті рослин і тварин.

По вертикалі, головним чином за ступенем освітлення, пелагіаль поділяється на три шари. У верхньому, 100-200-метровому, добре освітленому шарі спостерігається концентрація планктонних організмів. Причому, в півці безпосереднього зіткнення атмосфери й океану завтовшки до 5 см, де відбувається обмін твердим, рідким і газоподібним матеріалом, спостерігається підвищена активність біоти. Сукупність рослинних і тваринних організмів, що мешкають у поверхневій півці води, називають **нейстоном** (прості одноклітинні водорості, жуки-вертячки, клопи-водомери), а що тримаються на поверхні води та напівзанурені — **плейстон** (саргасові водорості, ряска, актинії, сифонофори). Середній шар, до глибин 1000-1200 м, має сутінкове освітлення. Нижній шар, що тягнеться до дна, світла не одержує. У цьому шарі серед тваринні багато «викопних» форм, що збереглися завдяки одноманітності умов. Таким чином, пелагічні організми на різних глибинах неоднакові, причому, рослини мешкають тільки у верхньому шарі, де можливий фотосинтез, а різні види тварин у всій товщі води.

По горизонталі, тобто від берега у бік відкритого океану, в пелагіалі виділяють дві екологічні зони: **неритову** (прибережну) — шар води над материковою мілиною (приблизно до 200 м) і **океанічну** — вся решта товщі води над глибинами більше 200 м. Неритова область океану володіє оптимальними умовами для існування та розвитку як рослин, так і тварин. Тут багато світла, тепла, поживні речовини внаслідок надходження зі суші та донного походження. В результаті інтенсивного перемішування відбувається хороша аерація вод. Але в той же час тут велика рухливість води, що ускладнює умови існування мешканців океану. В межах океанічної зони, в порівнянні з неритовою, густина життя в горизонтальному напрямі зменшується в сотні раз, а по вертикалі — в тисячі раз. При цьому різноманіття форм зменшується з переходом від теплих вод низьких широт до холодних полярних областей.

В межах бенталі, тобто на дні океану, за умовами існування виділяються три основні екологічні зони. **Літораль** — частина морського дна, що заливається під час високого припливу й осушується під час відпливу, тобто смуга осушення. Ширина зони від декількох метрів до декількох кілометрів. У смугі осушення організми схильні до різких добових і сезонних коливань температури та солоності, прямої дії сонячного проміння, дії прибою. Тут мешкають тварини та рослини як морського, так і наземного походження. Фітобентос (водорості та ін.) росте до глибин 40-50 м. Тут же багаті промисли

безхребетних організмів. В цілому на літоралі зосереджено 99 % бентосу. На мілководдях поблизу берегів водно-поверхневий і донний шари зливаються, утворюючи єдиний океанічний біостром, найбагатший і різноманітніший за всіма життєвими формами, особливо багатий планктон і бентос. **Батіаль** — зона дна на глибинах 200-2500 м, тобто в межах материкового схилу. Тут слабка освітленість, але незначні коливання температури і солоності. Мешкають тільки тварини. **Абіссаль** — зона найбільших глибин більше 2500 м, відповідна в основному ложу океану. Тут повна відсутність світла, низька температура, повільний рух вод, високий тиск (більше 300 атмосфер), в'язкий мулистий ґрунт. В абіссалі знайдені своєрідні тварини, особливо в області гідротерм, які існують за рахунок ендогенної енергії та хемосинтезу.

Всі властивості води та природні процеси в Світовому океані, екологічна ситуація в цілому та відповідно життя змінюються від полюсів до екватора, тобто носять яскраво виражений зональний характер. Це дозволяє виділити в Світовому океані широтні фізико-географічні пояси та змалювати їх найзагальніші риси природи. Д.В. Богданов виділив одинадцять широтних підрозділів, які назвав природними поясами океану: по два полярних, субполярних, помірних, субтропічних і тропічних пояси і один екваторіальний.

Полярні (арктичний і антарктичний) пояси займають велику частину Арктики і вузьку смугу навколо Антарктиди. Повітря та вода мають протягом року негативну температуру, тому майже весь рік суцільний крижаний покрив за рахунок морських пакових і шельфових льодів. Вертикальна термогалінна циркуляція вод слабка, дещо пожвавлюється взимку, влітку не спостерігається через опріснення верхнього шару. Зважаючи на слабке перемішування винесення поживних речовин знизу ускладнене. Для поясів характерні полярні дні та ночі, полярні саява. У таких суворих екологічних умовах життя вкрай бідне: число видів і особин невелике. Влітку в короткий період (1-1,5 місяці) в ополонках з'являється фітопланктон, услід за ним зоопланктон і холодолюбиві риби та ластоногі, що харчуються рибою: моржі та тюлені, а також білі ведмеді (тільки в північній півкулі). У Антарктиці основні мешканці — пінгвіни. Влітку з'являються деякі птахи. Господарське значення цих поясів мізерне: риби та морського звіра мало, судноплавство через суворі льодові умови неможливе. На суші цим поясам відповідають крижані пустелі.

Субполярні (субарктичний і субантарктичний) пояси. Це околичні моря Євразії, Північної Америки і смуга океану навколо Антарктиди на широті 60-70°. Це зони льодової кромки: взимку тут лід, влітку вода. Взимку умови близькі до умов полярних поясів: відсутність світла, негативні температури, лід. Влітку температура води досягає 3-5°C в північній півкулі, 2-3°C — в південній, там же велика кількість айсбергів, багато сонячного світла, кисню. Оскільки взимку відбувається інтенсивна термогалінна циркуляція аж до шельфу та материкового схилу, то вгору підіймається вода з рясною їжею, що сприяє розвитку життя. Протягом короткої весни розвивається маса фітопланктону, вода «зеленіє», а трохи пізніше, влітку, активний розвиток зоопланктону (багато рачків, зокрема кріль до 3-4 мм). У цей період сюди на відгодівлю приходять косяки риб, кити. Влітку на скелястих берегах островів

з'являються гніздівлі безлічі птахів, зокрема що харчуються рибою, т.з. «пташині базари»: мартини, кайри, баклани, а пташенят вони годують комахами. У цей період тут ведеться великий промисел як донних риб (камбала, тріска, палтус, пікша, морський окунь), так і пелагічних (оселедець), а також китів. Крім того, дотепер ведеться промисел тюленів янмайенського та біломорського. Влітку в цих водах плавають транспортні судна, але у ряді районів для їх проходу необхідна допомога криголамів. На суші цим поясам відповідає тундра в північній півкулі, тундрово-лучна зона, інакше звана зоною океанічних луків, — в південній.

Помірні пояси займають великі площі в обох півкулях. Температура води весь рік позитивна (до 12°-15°С літом, до 5°-8°С зимою), тому морських льодів немає, за винятком внутрішніх акваторій (наприклад, в Балтійському морі), але є айсберги. Солоність 34-35 ‰, кисню досить. Це області західних вітрів і течій. Зимове охолодження поверхневої води та збільшення її густини викликає значне вертикальне перемішування і збагачення поверхневих шарів поживними речовинами. Це призводить при достатній кількості взимку тепла до інтенсивного розвитку життя (велика кількість особин при помірній кількості видів). Помірні пояси багаті рибою (оселедець, тріска, хек, навага, сайра, лососеві). Але оскільки тут вже виражений шар температурного стрибка, особливо влітку, а вище і нижче його різні температури і відповідно екологічні умови, то в цих шарах водяться різні види риб, наприклад, тунець у верхній теплій воді може допливати до Англії. Промислове значення цих поясів велике, ведеться лов як донних, так і пелагічних риб. Через води цього поясу в північній півкулі проходять найважливіші міжнародні судноплавні лінії. При судноплаванні доводиться враховувати течії, часті шторми, тумани, айсберги. На суші в приокеанічних секторах материків цим поясам відповідають ліси.

Субтропічні пояси — це смуги на широті Саргасового та Середземного морів і південних меж Африки й Австралії. У цих поясах весь рік високі температури (взимку на 8-10° нижче, ніж влітку), добре виражений шар температурного стрибка, солоність підвищена — 37 ‰, кисню небагато, води бідні поживними речовинами, оскільки переважає їх опускання. Тут менше планктону і відповідно риб та інших організмів. Масштаби рибальства скромні, виловлюють сардину, ставриду, скумбрію, тунця, але з'являється промисел моллюсків і ракоподібних. На суші цим поясам відповідають жорстколистяні середземноморські ліси та чагарники — на західному узбережжі і широколистяні ліси — на східному.

Тропічні пояси широкі, це зони пасатів, пасатних течій. Температура вод весь рік вища 20°С, за винятком вузьких смуг прибережного апвелінгу. Чітко виражений шар температурного стрибка, тому по глибині значні температурні контрасти, солоність 36-37 ‰, кисню у воді небагато. Поживних речовин, а тому і планктону мало, вода прозора, синя, а синій колір морської води — це колір «морської пустелі». Життя в океані кількісно порівняно бідне, але тут велика різноманітність південних риб і інших тварин. Оскільки в цих поясах недосить їжі, риби у пошуках її пропливають великі відстані. Єдиний засіб порятунку від хижаків — теж швидкість (до 60 км/год). Акули (вони в

основному хижаки), що мешкають тут, макрелі, тунці, летюча риба, риба-парусник, риба-меч та інші — прекрасні плавці й у них м'язисте тіло. Оскільки вода в тропіках перенасичена карбонатами, багато моллюсків і коралові поліпи будують з нього свій внутрішній скелет і раковини, на дні ж поступово накопичуються органогенні вапняки. У цих поясах багаті промисли моллюсків і ракоподібних. У зонах прибережного апвелінгу життя багатше (анчоус та ін.) У минулому це була класична зона вітрильного судноплавства. На суші цим поясам відповідають зони тропічних пустель і саван.

Екваторіальний пояс — вузька смуга між Північною та Південною пасатними течіями, що відповідає екваторіальній міжпасатній протитечії. З ним пов'язаний підйом глибинних вод і збагачення верхніх шарів поживними речовинами. Температура вод весь рік висока, але шар теплої води невеликий — всього 20-50 м, нижче знаходиться шар температурного стрибка. У цьому поясі різноманітне і яскраве життя, число видів у морях Зондського архіпелагу, наприклад, в сто разів більше, ніж в арктичних морях. На дні океану в коралових спорудах-притулках багато незграбних «осілих» риб, на зразок кам'яного окуня. Спалахи життя спостерігаються поблизу гирл річок: Амазонки, Нігеру оскільки річки виносять поживні речовини. Через велику кількість фіто- та зоопланктону і суспензії вода дуже каламутна, тому риб-хижаків мало та багато памолоді, якій тут безпечно. Основні промислові риби — тунці, риба-меч, сардини, макрелі. Але траловий лов риби утруднений через рифи. З нерибних об'єктів промислу — морські черепахи, корали, перлові скойки, губки. У чагарниках мангрів на низькому узбережжі шириною до 50 км багато моллюсків і ракоподібних. На суші цьому поясу відповідають екваторіальні ліси.

Названі пояси океану розташовуються дещо асиметрично щодо екватора, в південній півкулі вони зсунуті на північ. Причому, завдяки тому, що в південній півкулі вплив материків невеликий, зональність в океані виявляється виразніше, ніж в північній півкулі.

Виділення природних поясів в океані являє не тільки науковий інтерес, доповнюючи картину фізико-географічної зональності земної кулі. Як і будь-яке природне районування воно має практичне значення, оскільки виявляються райони, перспективні для розвитку рибного й інших промислів.

Органічні (біологічні) ресурси океану. Вони мають найбільшу цінність, особливо рибні. На частку риб доводиться до 90 % усіх органічних ресурсів океану. На першому місці в світовому рибному промислі стоять оселедцеві — майже третина всього вилову, багато виловлюється тріскових і камбалових. Багатство океану — лососеві й особливо осетрові. Основний улов риби приходить на шельфову зону. Риба використовується не тільки як харчовий продукт. Вона йде на кормову муку (анчоус та ін.), технічний жир, на добрива.

Звіробійний (моржів, тюленів, морських котиків) і китобійний промисли зараз обмежені.

Промисел безхребетних і ракоподібних поширений в країнах Південно-східної Азії та інших приморських країнах (Японія, Середземномор'я і т.д.), — де широко вживаються в їжу моллюски (устриці, мідії, морські гребінці,

кальмари, восьминоги та ін.), а з голкошкірих — трепанги. Високо цінуються на світовому ринку ракоподібні (краби, устриці, креветки, омари, лангусти).

Важливим природним ресурсом океану є водорості, які використовуються для приготування продуктів харчування, для отримання йоду, як добрив, на корм худобі, а також для виготовлення паперу, клею, тканин і т.д.

Планктон використовується мало, хоча останнім часом одержав деяке застосування рачок — кріль. З нього виробляють харчовий білок і вітаміни, які додають в сири, ковбасу й інші продукти.

Хоча органічні ресурси океану великі, необхідно берегти їх від виснаження, від загибелі у зв'язку із забрудненням акваторії, забезпечувати природне відновлення, переходити від екстенсивного використання і вільного полювання до культурного господарства — розведення морських тварин та обробітку водоростей.

Хімічні та мінеральні ресурси. Це, перш за все, сама вода, розчинені в ній хімічні елементи, а також корисні копалини, що залягають на дні та в ґрунтах. З морської води щорічно добувають мільйони кубічних метрів прісної води в результаті дистиляції. У світі вже діють близько 800 опріснювальних установок в «районах спраги» (Кувейт, захід США, місто Актау на Каспії). Проте вартість такої прісної води ще висока. З морської води витягують кухонну сіль, магній, бром, калій.

Основна корисна копалини, що добувається в морі на шельфі, — нафта і газ (Персидська та Мексиканська затоки, Північне море, «Нафтове каміння» на Каспії та інші райони). Видобуток їх продовжує стрімко рости. Так, в Північному морі діють більше 300 бурових платформ, що належать різним країнам, а по дну моря прокладено більше 6000 км нафто- і газопроводів. Розпочато видобуток кам'яного вугілля (Англія, Японія), залізняка (біля острова Ньюфаундленд), олова (Малайзія) Дно океану вкрите осадовими залізо-марганцевими конкреціями, великі запаси фосфоритів, будматеріалів. Біля берегів ПАР ведеться видобуток алмазів, що виносяться річками з суші.

Енергетичні ресурси океану величезні. Вже діють (з 1967 р. у Франції) і проектується електростанції, що працюють на енергії припливів (ПЕС). У жаркому поясі працюють гідротермічні станції, що використовують різницю температур теплих поверхневих і холодних глибинних вод, наприклад, поблизу Абіджана. У морській воді міститься дейтерій (важка вода) — майбутнє паливо ядерних реакторів. Якщо навчатися використовувати енергію хвиль (є проекти), то людство одержить невичерпне джерело енергії.

Рекреаційні ресурси. Морська вода володіє цілющими властивостями. Морське повітря насичене багатьма іонами, які приносить на узбережжя денний морський бриз.

Благотворна біля моря і нежарка рівна без великих добових перепадів температура повітря, корисний рух організму при купанні. Найбільший ефект досягається поєднанням морських курортів із джерелами термальних мінеральних вод і лікувальними грязями. На морях помірного поясу (на Північному, Балтійському) курорти сезонні, літні, але вони славляться піщаними пляжами, дюнами, сосновими лісами. На Чорноморських курортах

(Сочі, Крим, Золоті піски Болгарії), курортах Каліфорнії і Флориди тривалий купальний сезон. А на Середземному морі (Лазурний берег Франції, Адріатичне узбережжя Італії) і в жаркому поясі курортний сезон цілорічний. Певною перешкодою для розвитку океанських курортів, на відміну від закритих морів, стають небезпечні морські тварини (акули), тому необхідні додаткові вкладення коштів (служби сповіщення, загороджувальні сітки). Найбільшого розвитку одержав морський туризм уздовж узбережжя морів і океанів, особливо там, де красиві ландшафти та культурно-історичні пам'ятники. Популярними стали і морські подорожі-круїзи на спеціальних туристських суднах із плавучими готелями та культурно-розважальними центрами. Особливим видом морського туризму стала подорож на грузопасажирських суднах з каютами для пасажирів вгорі й автомобілями в трюмах (між Швецією і Польщею, в протоці Ла-Манш, в Ірландському й Адріатичному морях і т.д.).

Охорона природи океану. Це актуальна проблема міжнародного масштабу. У століття науково-технічної революції різко зросло надходження в океан забруднюючих речовин: нафти, промислових і хімічних відходів (поліетиленової плівки, пластмасових і скляних пляшок, старих автопокришок, лому), побутових стічних вод, добрив, пестицидів і т.д.

Особливо згубним для всього живого є нафтове забруднення, а за підрахунками учених зараз щорічно в океан потрапляє близько 10 млн. т. нафти та нафтопродуктів при її видобутку, промивці танкерів і їх аваріях. Нафтова плівка порушує водообмін і газообмін, зокрема киснем, губить планктон, рибу і взагалі всі живі організми, які концентруються в основному в поверхневому шарі води.

Дуже шкідливе поховання на дні океану токсичних і радіоактивних речовин. Все це призводить до порушення природних взаємозв'язків і динамічної рівноваги, адже наша планета — замкнута система. Океан виявився легковразливим відразу на великих просторах через свою рухливість.

Для пізнання природи та таємниць Світового океану проводяться різносторонні наукові дослідження. 1998 рік був Міжнародним роком Океану, роботи координувалися ЮНЕСКО. Вивчення Світового океану, що належить всьому людству, стало яскравим прикладом міжнародної співпраці.

Принципово новий метод — дослідження океану з Космосу. З космічних орбіт ведеться вивчення динаміки вод океану, взаємодія його з атмосферою, спостереження льодової ситуації, особливо уздовж траси Північного морського шляху, небезпечних стихійних явищ (цунамі, тайфунів, підводної вулканічної діяльності), оцінка та прогноз харчових запасів, зокрема риби, вивчення шельфу з метою пошуку корисної копалини, контроль за забрудненням вод, аналіз екологічних наслідків, викликаних забрудненням і т.д. На підставі новітніх наукових даних ухвалюються рішення про раціональне використання ресурсів Світового океану й охорону його вод.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Чому нашу планету, на думку деяких дослідників, слід було б назвати Океаном або Водою, а не Землею? А як вважаєте Ви?

2. У чому виражається зональність вод Світового океану?

3. Поясніть, чому морські течії не слід порівнювати з річками в «рідких берегах».

4. Яка роль морських течій в перенесенні «тепла» та «холоду» між тропічними і позатропічними широтами? У чому виражається їх вплив на клімат материків? Чому при цьому треба враховувати загальну циркуляцію атмосфери?

5. Перерахуйте природні ресурси Світового океану і дайте їм оцінку. У чому полягає охорона вод Світового океану?

ВОДИ СУШІ

1. Підземні води.

2. Річки.

3. Озера.

4. Водосховища.

5. Болота.

6. Льодовики.

До вод суші відносяться підземні води, річки, озера, водосховища, болота та льодовики.

Підземні води — це води, що знаходяться в гірських породах верхньої частини земної кори в рідкому, твердому і газоподібному стані. Вони утворюються головним чином за рахунок просочування вглиб атмосферних опадів: дощових, талих снігових і льодовикових вод. Частково підземні води утворюються з водяної пари повітря при його конденсації в підземних порах і тріщинах. Глибокі горизонти вод можуть бути магматичного походження (ювенільні води) або реліктовими, що збереглися з часів накопичення морських осадів (седиментаційні води).

Положення підземних вод в ґрунтах визначається умовами залягання гірських порід і їх речовинним складом. Як правило, в земній корі, особливо на рівнинах, чергуються шари різної водопроникності: рихлі (пісок, гравій, галька) та тріщинуваті (вапняк, опока, доломіт) породи, які добре пропускають воду, називаються водопроникні; щільні (глини, глинисті сланці і ін.), які затримують воду, — водонепроникні (водотривкі). Вода, що просочилася зверху, затримується на водотривких шарах, заповнюючи порожнини водопроникних порід, в яких утворюється водоносний горизонт. Їх може бути декілька, до 10-15 горизонтів.

За умов залягання підземні води діляться на води зони аерації: ґрунтові, верховодку та води зони насичення: ґрунтові і міжпластові.

Ґрунтові води — гравітаційна та капілярна — необхідні для нормальної життєдіяльності рослин. Верховодка утворюється на лінзі водотривких порід, поширена локально, залягає неглибоко, існує тимчасово, малооб'ємна. У наших кліматичних умовах з'являється весною після сніготанення, іноді восени.

Ґрунтові води — води першого від поверхні постійного водоносного горизонту на першому водотривкому шарі. Поверхня ґрунтових вод

називається дзеркалом ґрунтових вод. Потужність водоносного горизонту — це відстань по вертикалі від дзеркала ґрунтових вод до водоупору. Ґрунтові води пересуваються відповідно до ухилу водотривкого пласта. Швидкість їх руху прямо пропорційна коефіцієнту проникності породи та нахилу пласта. Область розповсюдження та живлення ґрунтових вод співпадають, тому потужність і кількість їх схильні до коливань через кліматичні та метеорологічні умови, а їх режиму і властивостям властиві зональні риси. Зональність ґрунтових вод проявляється у глибині їх залягання від поверхні, і відповідно їх чистоті та температурі, а також хімічному складі та ступені їх мінералізації. У зонах надмірного та достатнього зволоження — тундрі та лісах — ґрунтові води залягають неглибоко, ультрапрісні та прісні, гідро-карбонатно-кальцієві; у зонах помірно недостатнього зволоження — лісостепах і степах — залягання вод глибше, вони прісні або слабо мінералізовані, поступово стають сульфатними; у зонах недостатнього зволоження — напівпустелях і вкрай недостатнього зволоження — пустелях — води глибоко залягають, мінералізовані, хлоридні. Температура ґрунтових вод у згладженому вигляді повторює річний хід температури повітря, але максимумами та мінімумами температур запізняються і тим більше, чим глибше залягають ґрунтові води. Чистота ґрунтових вод залежить від глибини їх залягання від поверхні — чим глибше, тим чистіше.

Геолого-геоморфологічні умови та речовинний склад порід вносять різноманітність й обумовлюють специфіку ґрунтових вод в межах природних зон. Наприклад, при глибокому та густому долинно-балочному розчленуванні води залягають глибше. В цілому ж ґрунтові води відносно чисті, звично прісні, постійні та широко використовуються для господарсько-побутових потреб у сільській місцевості.

Міжпластові води — це води, ув'язнені між двома водотривкими пластами, з яких нижній називається ложем, а верхній — кривлею. Вони залягають глибше і тому чистіші, ніж ґрунтові, область розповсюдження та живлення їх не співпадають, у зв'язку з чим їх режим менше залежить від метеоумов і у них більш постійний рівень. Атмосферне живлення ці води одержують лише в місцях виходу водоносного пласта на поверхню. Вони можуть бути ненапірні та напірні. Ненапірні води не повністю насичують водоносний пласт і стікають як ґрунтові по ухилу ложа. Напірні води залягають в увігнутих тектонічних структурах, насичують весь водоносний шар, знаходяться під тиском і володіють натиском. Розкриті свердловинами вони можуть вилитися на поверхню або навіть фонтанувати. Такі води називають артезіанськими. Як і ґрунтові води, міжпластові можуть мати різний хімічний склад і ступінь мінералізації, який збільшується з глибиною.

За температурою підземні води поділяються на холодні (0-20°C) і термальні (20°-100°C). Високотермальні води з температурою біля 100°C в районах сучасного вулканізму (Ісландія, Камчатка) використовуються для опалювання жител, будівництва геотермальних електростанцій, тепличного теплопостачання і т.д. Підземні води, що містять солі та гази, використовуються для лікувальної мети, називають мінеральними. Багато

термальних вод теж містять різні корисні солі й елементи і мають бальнеологічне значення.

В річкових долинах, у передгір'ях, в балках і ярах водоносні пласти можуть розкриватися, утворюючи природні виходи підземних вод на поверхню, — джерела. Особливим типом джерел є гейзери. Це фонтануючі джерела, що періодично викидають гарячу воду та пару на велику висоту. Наприклад, Гейзер в Ісландії, великий гейзерний район — Йєлоустонський національний парк у Скелястих горах США. На Камчатці гейзер Велетень з висотою фонтану води до 30 м, стовпа пари до 400 м, інтервалу виверження 4 год 10 хв, дає початок р. Гейзерній. З лікувальною метою особливо цінуються мінеральні джерела, вода яких завдяки своїм фізико-хімічним властивостям надає благотворну фізіологічну дію на організм людини. Кількість води, що дається джерелом (або свердловиною, колодязем) в одиницю часу, називається дебітом (л/с, м³/с, м³/добу).

Підземні води мають велике значення в природі та господарській діяльності людей. Це важливе постійне джерело живлення річок і озер. Вони забезпечують рослини вологою та розчиненими в них живильними речовинами. Підземні води беруть участь у формуванні обвального, карстового та суфозійного рельєфу. При близькому заляганні від поверхні вони викликають процеси заболочування. Прісні води використовуються людиною для водопостачання, промисловості, зрошування й обводнення земель. Мінеральна вода — джерело хімічної сировини (глауберова сіль, бура, йод) і використовується для лікувальних цілей. Термальні води дають тепло для обігріву будівель і теплиць. Підземні води, особливо прісні, — національне багатство кожної країни. Необхідне дбайливе їх витрачання і охорона від стічних і промислових вод, хімічних добрив і отрутохімікатів. У місцях тривалого інтенсивного забору підземних вод на глибині утворюються пустоти і частина території осідає (Мехіко, Токіо). По можливості необхідне штучне поповнення запасів прісних підземних вод під час повеней і паводків на річках, для чого вже розроблені та впроваджуються різні технологічні прийоми, засновані на фільтрації води через ґрунт.

Велика специфіка підземних вод в області багаторічної («вічної») мерзлоти, яка займає близько чверті суші на земній кулі. З поверхні там залягає діяльний шар, який взимку промерзає, влітку відтає. Потужність його складає від 0,5 м до декількох метрів. До діяльного шару приурочені надмерзлотні води, але є ще міжмерзлотні, та підмерзлотні сильномінералізовані. Надмерзлотні води живляться атмосферними опадами, нерясні, слабко мінералізовані, влітку ненапірні, використовуються для побутових потреб. Для господарських і побутових потреб взимку використовуються підмерзлотні води.

Річка — природний постійний водний потік, що тече у виробленому ним поглибленні — руслі. Кожна річка має витік — місце, де річка бере свій початок, гирло — місце, де річка впадає в іншу річку, озеро або море. Гирла річок можуть бути різними, найпоширеніші — дельти й естуарії. Дельта — низовинна рівнина в місті впадіння річки, складена річковими наносами та прорізана мережею проток (дельта Волги, Лени). Естуарій — лійкоподібне

затоплене гирло річки, що розширяється у бік моря. Естуарії характерні для річок, що впадають в океан, з інтенсивними припливами-відпливами (затоки Ла-Плата, естуарії річок Парани й Уругваю). Біля річки може бути і сухе гирло, коли вона закінчується «сліпим кінцем». Це буває, коли дуже малі ухили території, по якій тече річка, великі витрати води на випаровування, фільтрацію в ґрунт або на зрошування (р. Чу, р. Тарім, р. Мургаб).

Річкова система — головна річка з притоками. Звичайно головною вважається найдовша та найповноводніша річка. Але цілий ряд назв головних річок закріпився історично, головною річкою залишалася та, яку люди знали раніше та краще. Наприклад, Волга поступається по довжині і Оці, і Камі до злиття з ними; р. Міссурі довша і повноводніша головної річки Міссісіпі. Разом з річковими, існують озерно-річкові системи, якщо річки протікають через озера.

Річковий басейн — частина земної поверхні, що включає дану річкову систему. Найбільший басейн у р. Амазонки — 7,2 млн. км². Водозбірний басейн — площа суші, з якою річкова система збирає свої води. Він може бути менше річкового басейну, якщо в межах останнього є безстічні ділянки (наприклад, басейн р. Іртиш). Вододіл — лінія розділу річкових басейнів, він краще виражений в горах, ніж на рівнинах.

Кожна річка має певні морфометричні характеристики. Довжина річки — протяжність річки від витoku до гирла. Звивистість річки на якійсь ділянці визначається коефіцієнтом звивистості — відношенням довжини річки по руслу до довжини долини на цій ділянці. Густина річкової мережі — відношення сумарної протяжності всіх річок до водозбірного басейну. Падіння — висотна різниця між витокom і гирлом. Ухил річки — відношення падіння річки до довжини річки (м/км). Живий перетин річки — площа поперечного перетину потоку. Фарватер — лінія найбільших глибин уздовж річки.

Водний режим річок характеризується сукупною зміною в часі рівнів і об'ємів води в річці. Рівень води — висота водної поверхні річки щодо певної нульової відмітки. Витрата води (Q) — кількість води, яка протікає через живий перетин річки (S) в одну секунду: $Q \text{ м}^3/\text{с} = V \text{ м/с} \cdot S \text{ м}^2$.

У річному водному режимі річок найбільш значущі сезонні зміни. Характерні періоди з певними рівнями й об'ємами води в річці називають фазами водного режиму. У річок вони різні й залежать від кліматичних умов і співвідношення джерел живлення: дощового, снігового, підземного та льодовикового. Наприклад, для наших річок помірного континентального клімату виділяються наступні гідрологічні періоди: весняна повінь, літня межень, осінній підйом води, зимова межень.

Повінь — тривале збільшення водності річки, що щорічно повторюється в один і той же сезон і викликає підйом рівня води. На наших річках весною воно настає за рахунок інтенсивного сніготанення. Межень (маловоддя) — період тривалих низьких рівнів і витрат води в річці при переважанні підземного живлення. Літня межень обумовлена інтенсивним випаровуванням і просочуванням води в ґрунт, не дивлячись на найбільшу кількість опадів у цей час. Зимова межень — результат відсутності поверхневого живлення, річки

існують лише за рахунок підземних вод. Осінній підйом води в річках, званий іноді паводочним періодом, пов'язаний із зменшенням температури і скороченням випаровування, а не із збільшенням опадів — їх менше, ніж влітку, хоча восени частіше буває похмура погода.

Повені на річках бувають в різні сезони року: літні — р. Амур через мусонні літні дощі, р. Ганг, Інд, Янцзи, Меконг — унаслідок мусонних літніх дощів і танення льодовиків в горах; зимові — річки Середземномор'я (Гвадіана, Гвадалквівір) — через зимові дощі.

Паводки — короточасні неперіодичні підйоми рівня води і збільшення витрат води в річці. На відміну від повеней вони трапляються у всі сезони року: влітку викликані сильними дощами (у серпні 2002 р. на річках Ельба та Дунай); взимку — таненням снігу під час відлиги; у гирлах деяких річок за рахунок наганяння води з морів (осінні паводки на р. Неви в Санкт-Петербурзі викликані наганянням води з Фінської затоки західними вітрами). Паводки короточасні, підйом рівня води нижчий, ніж під час повені, витрата води менше.

Однією з найважливіших гідрологічних характеристик річок є річковий стік, що утворюється за рахунок надходження поверхневих і підземних вод з водозбірної площі. Для кількісної оцінки стоку річок застосовується ряд характеристик. Основна з них — витрата води в річці (Q м³/с). Об'єм стоку від року до року змінюється, середня багаторічна величина стоку називається нормою стоку. Наприклад, річна норма стоку Амазонки близько 7000 км³ (майже 15 % загального річного стоку всіх річок земної кулі). Річний стік підраховується не за календарний, а за гідрологічний рік, в межах якого завершується повний річний гідрологічний цикл кругообігу води.

Модуль стоку (M л/с км²) — кількість води в літрах, що стікає з 1 км² площі басейну (F) за секунду.

Модуль стоку річок дозволяє дізнатися ступінь водонасиченості території басейну. Він зональний. Найбільший модуль стоку у р. Амазонки — 30 л/с км².

Коефіцієнт стоку (K) — відношення об'єму стоку води в річці до кількості опадів (x), що випали на площу басейну за один і той же час (величина безмірна або виражена в %).

Середній коефіцієнт стоку річок суші 34 %, тобто одна третина опадів, що випали на сушу, стікає в річки. Коефіцієнт стоку зональний і змінюється від 75-65 % в зонах тундри та тайги до 6-4 % у напівпустелях і пустелях. Наприклад, у р. Неви від 65 %, а у р. Ніл — 4 %.

На величину стоку річок і його розподіл протягом року впливає комплекс природних чинників і господарська діяльність людини. Серед природних умов основним є клімат, особливо опади та випаровування. При рясних опадах стік річок великий, але треба враховувати їх вигляд і характер випадання. Так, сніг дає більший стік, ніж дощ, оскільки взимку менше випаровування. Зливові опади збільшують стік у порівнянні з обложними при однаковій їх кількості. Випаровування, особливо інтенсивне, зменшує стік. Справедливий вислів російського кліматолога А.І. Воейкова: «річки — продукт клімату».

Ґрунти впливають на стік через інфільтрацію та структуру. Глина збільшує поверхневий стік, пісок скорочує поверхневий стік, але збільшує

підземний стік, будучи регулятором вологи. Міцна зерниста структура ґрунтів (наприклад, у чорноземів) сприяє проникненню води углиб, а на безструктурних розпиляних суглинних ґрунтах часто утворюється кірка, яка збільшує поверхневий стік.

Дуже важливою є геологічна будова річкового басейну, особливо речовинний склад порід і характер їх залягання, оскільки вони визначають підземне живлення річок. Водопроникні породи (могутні піски, тріщинуваті породи) є акумуляторами вологи, стік річок в таких випадках більший, оскільки менша частка опадів витрачається на випаровування, і він зарегульований. Своєрідний стік у карстових областях: річок там небагато, оскільки опади поглинаються лійками та тріщинами, але на контакті їх з глинами або глинистими сланцями в річкових долинах і передгір'ях спостерігаються могутні джерела, що живлять річки. Наприклад, суха Кримська яйла, але могутні джерела біля підніжжя гір.

Вплив рельєфу (абсолютної висоти й ухилів поверхні, густини та глибини розчленовування) великий і різноманітний. Стік гірських річок звично більший, ніж рівнинних, оскільки в горах на навітряних схилах рясніші опади, менше випаровування через нижчу температуру, за рахунок великих ухилів поверхні коротший шлях і час добігання опадів до річки, через інтенсивний ерозійний вріз, рясніше підземне живлення з декількох водоносних горизонтів.

Вплив рослинності — різних типів лісів, луків, посівів і т.д. неоднозначний. В цілому рослинність регулює стік. Наприклад, ліс, з одного боку, підсилює транспірацію, затримує опади кронами дерев (особливо хвойні ліси сніг взимку), з другого боку, над лісом звичайно випадає більше опадів, під короною дерев нижча температура і менше випаровування, довше сніготанення, краще просочування опадів в лісову підстилку. Виявити вплив різних типів рослинності в «чистому вигляді» дуже важко зважаючи на сумісну компенсуючу дію різних чинників, особливо в межах крупних річкових басейнів.

Вплив озер однозначний: вони зменшують стік річок, оскільки з водної поверхні більше випаровування, але озера є могутніми природними регуляторами стоку.

Вплив господарської діяльності на стік значний. Причому людина впливає як безпосередньо на стік — його величину та розподіл у році, особливо при споруді водосховищ, так і на умови його формування. При створенні водосховищ змінюється режим річки: в період надлишку вод відбувається накопичення їх у водосховищах, в період неоліку — використання на різні потреби, так що річка виявляється із зарегульованим режимом. Стік таких річок, загалом, скорочується, оскільки збільшується випаровування з водної поверхні, значна частина води витрачається на водопостачання, зрошення, обводнення, зменшується підземне живлення. Але ця неминуча витрата з надлишком перекидається користю від водосховищ.

На стоці річок і їх водному режимі протягом року лежить слід зональності, оскільки вони визначаються, перш за все, умовами живлення. Перша класифікація річок за умовами живлення і водного режиму була

створена А.І. Воєйковим (1884 р.) і надалі вдосконалена М.І. Львовичем (1964 р.) за рахунок кількісної оцінки ролі окремих джерел живлення річок і сезонного розподілу стоку. За поєднанням джерел живлення (дощове, снігове, підземне, льодовикове) і сезонному розподілу стоку ним виділено шість зональних типів водного режиму рівнинних річок.

Річки екваторіального типу мають ясне дощове живлення, великий і відносно рівномірний стік протягом всього року, деяке збільшення його спостерігається восени відповідної півкулі. Річки: Амазонка, Конго.

Річки тропічного типу. Стік цих річок формується за рахунок мусонних літніх дощів у субекваторіальному кліматичному поясі та переважно літніх дощів на східному узбережжі тропічного поясу, тому повінь літня. Річки: Нігер, Оріноко, Ніл.

Річки субтропічного типу в цілому мають переважно дощове живлення, але по сезонному розподілу стоку виділяються два підтипи: на західному узбережжі материків в середземноморському кліматі основний стік — зимовий (р. Гвадіана, Гвадалквівір, Дуеро, Тахо), на східному узбережжі в мусонному кліматі — літній (притоки р. Янцзи, р. Хуанхе).

Річки помірною типу. В межах помірною кліматичного поясу виділяються чотири підтипи річок за джерелами живлення і сезонним розподілом стоку. На західному узбережжі в морському кліматі річки характеризуються переважно дощовим живленням із рівномірним розподілом стоку протягом року з деяким збільшенням взимку за рахунок скорочення випаровування (Сена, Темза); у районах з перехідним кліматом від морського до континентального річки мають змішане живлення з переважанням дощового над сніговим, з невисокою весняною повінню (Ельба, Одер, Вісла); у районах континентального клімату живлення річок переважно снігове з весняною повінню (Волга, Об, Єнісей); на східному узбережжі з мусонним кліматом у річок переважно дощове живлення і літня повінь (р. Амур).

Річки субарктичного типу мають переважно снігове живлення при майже повній відсутності підземного через багаторічну мерзлоту. Ці річки в холодний період року (8-9 місяців) промерзають до дна і не мають стоку. Повінь на річках цього типу літня, оскільки вони скресають в кінці травня — початку червня (р. Яна, Індигірка, Хатанга).

Річки полярного типу в короткий період літа мають снігове і льодовикове живлення та стік, велику ж частину року вони замерзлі.

Подібні типи і підтипи водного режиму характерні для річок, стік яких формується в більш менш однотипних кліматичних умовах. Режим крупних транзитних річок, що перетинають декілька природнокліматичних зон, складніший. Він тим більше складний для річок гірських областей, яким властиві закономірності вертикальної поясної. Із збільшенням висоти гір у річок зростає частка снігового, а потім і льодовикового живлення. Тому річки, які починаються в горах і мають додатково снігове та льодовикове живлення, характеризуються літніми повенями (Амудар'я, Сирдар'я). Літні повені особливо інтенсивні та навіть катастрофічні на річках, які починаються високо

в горах, а в середній і нижній течії мають рясне живлення від мусонних дощів: Інд, Ганг, Брахмапутра, Меконг, Іраваді, Янцзи, Хуанхе.

Прогноз водоносності річок і режиму їх протягом року має велике значення для вирішення питань про розумне використання водних ресурсів країн. Дуже важливий прогноз стоку в період повеней, які в окремі роки бувають надзвичайно високими і приводять до негативних наслідків.

Тепловий режим річок залежить від клімату та джерел живлення. **За тепловим режимом** річки поділяють на три основні зональні типи:

1) річки з постійно теплою водою без сезонних коливань температури: Амазонка, Конго, Нігер;

2) річки з сезонними коливаннями температури води, але незамерзаючі взимку: Сена, Темза;

3) річки з великими сезонними коливаннями температури, замерзаючі взимку: Волга, Амур, Макензі в помірному і субарктичному кліматичних поясах. У цих річок найскладніший тепловий режим. У тепле півріччя температура води по живому перетину через перемішування мало розрізняється. Зміна температури по довжині річки залежить від напрямку течії: воно менше біля широтних річок, ніж біля річок, що течуть в меридіональному напрямі. У річок, що течуть з півночі на південь, температура підвищується від витoku до гирла (Волга), з півдня на північ — навпаки (Об, Єнісей, Маккензі). Ці річки несуть величезні запаси тепла в Північний Льодовитий океан, полегшуючи там льодову ситуацію в літньо-осінній час, і зміщують на північ межі природних зон.

У зимовому періоді замерзаючих річок виділяються три основні фази: замерзання, льодостав та скресання.

Замерзання річок починається при температурі повітря трохи нижче 0°C з появи кристалів-голок, потім сала та блинчатого льоду. При рясних снігопадах у воді утворюється сніжура. Одночасно з'являються смуги льоду біля берегів — забереги. На перекатах-бистринах може виникати донний лід, який потім спливає, утворюючи разом з блинчатим льодом, сніжурою та крижинами, що відірвалися від заберегів, осінній льодохід.

Крижаний покрив на річках встановлюється в основному в результаті заторів — скупчення крижин на мілководдях, в звивистих і вузьких місцях і змерзання їх один з одним та зі заберегами. Малі річки замерзають раніше великих. Тривалість льодоставу і товщина льоду різні і залежить від зимових умов. Наприклад, р. Волга в середній течії покрита льодом 4-5 місяців і товщина льоду до метра, р. Лена в середній течії — 6-7 місяців і товщина льоду до 1,5-2 метрів. Товщина та міцність льоду визначають можливість і тривалість переправ через річки і рухи по їх льоду — по дорогах-зимниках.

При *льодоставі* на річках можуть спостерігатися такі явища, як ополонки: динамічні — на порожистих ділянках русла, термічні — в місцях виходу теплих підземних вод або скидання технічних вод. У районах багаторічної мерзлоти з лютими морозами часті річкові полої — нарости льоду у вигляді плоско-опуклих крижаних тіл при виливі річкової води на поверхню через звуження живого перетину потоку. Товщина полоїв в середньому 3-5 м.

По довжині річки вони звичайно розташовуються ланцюжками впродовж десятків кілометрів, то звужуючись, то розширюючись залежно від форми річкової долини. Відомі випадки, коли полои «брали в полон» села. Самий гігантський в світі полої (за даними В.М. Котлякова) — Велика Момська (більше 100 км²) існує в долині р. Моми, правої притоки Індигірки. Вона протягується на 40 км, має товщину 3-8 м. У її утворенні бере участь підтікання підземних вод. Нерідко на річках можна побачити поряд, здавалося б антагоністичні явища — ополонки і полої. Насправді вони тісно пов'язані один з одним: полої своїм верхнім краєм прилягають до ополонки в місцях виходу порівняно могутніх теплих джерел.

На річках бувають і зажори — закупорка живого перетину річки масою внутрішньоводного і донного битого льоду. Вони ускладнюють роботу ГЕС, оскільки лід забиває водоприймальні отвори дамб. Нарешті, можливе і повне промерзання річок на північному сході Сибіру й Алясці.

Скресання річок весною відбувається через 1,5-2 тижні після переходу температури повітря через 0°C за рахунок сонячного тепла та приходу теплого повітря. Танення льоду починається під впливом поступаючих в річку талих снігових вод, біля берегів з'являються смуги води — закраїни, а при таненні сніги на поверхні льоду — проталини. Потім відбуваються переміщення льоду, він руйнується, спостерігається весняний льодохід і повінь. На річках, що витікають з озер, крім основного річкового, спостерігається вторинний льодохід, пов'язаний із винесенням озерного льоду. Висота повені залежить від річної кількості снігових запасів на водозборі, інтенсивності весняного сніготанення і дощів в цей період. На річках, що течуть з півночі на південь, льодохід і повінь на різних відрізках проходять різночасно, починаючи з пониззя, буває декілька піків повеней, і в цілому все проходить спокійно, але розтягнуто в часі (Дніпро, Волга). На річках, що течуть з півдня на північ, скресання починається у верхів'ях. Хвиля повені зміщується вниз по річці, де все ще скуто льодом. Виникають затори — торосисті нагромадження крижин, могутні льодоходи, часті руйнування берегів, виникає небезпека для зимуючих суден і прибережних населених пунктів (Північна Двіна, Печора, Об, Єнісей).

Рух води в річці. Річка — турбулентний потік, швидкість якого безперервно змінюється за величиною та напрямом, що призводить до горизонтального і вертикального перемішування води. Швидкість перебігу річки визначається поплавцями і спеціальними приладами — гідрометричними вертушками та виражається в метрах в секунду (V м/с).

При відкритій водній поверхні в штильову погоду найменші швидкості спостерігаються біля берегів і дна, що обумовлене тертям, і наростають до поверхні та до середини річки. При попутному вітрі максимальна швидкість буває на поверхні, при стрічному вітрі та взимку за наявності крижаного покриву, вона опускається на деяку глибину. *Стрижень річки* — лінія уздовж річки, що сполучає точки найбільших поверхневих швидкостей течії. *Динамічна вісь потоку* — лінія уздовж річки, що сполучає точки найбільших швидкостей в поперечному перетині потоку.

Рухома вода здатна виконувати роботу, тобто має енергією. Її називають *живою силою річки*. Вона прямо пропорційна масі води та швидкості. У природних умовах робота річки складається з процесів ерозії, перенесення і акумуляції наносів. Річкові наноси умовно поділяються на зважені — рухомі разом із водою в товщі потоку, і ваблені — переміщувані по дну шляхом перекочування та волочіння. У рівнинних річок переважають зважені наноси, у гірських — ваблені. Для характеристики річкових наносів застосовується ряд показників. *Витратою наносів* називається кількість наносів, що проноситься річкою через живий перетин в одну секунду (кг/с). *Стік наносів (твердий стік річок)* — сумарна кількість наносів в тоннах, що проноситься річкою через живий перетин за тривалий проміжок часу (доба, місяць, рік). *Каламутність* — кількість зважених наносів, що містяться в 1 м³ води (г/м³) або літрі води (міліграм/л).

Перше місце в світі за об'ємом твердого стоку займає р. Хуанхе (Жовта річка), назва якої пов'язана з великою кількістю наносів, що додають воді жовтого відтінку, (1300 млн. т/год зважених наносів, середня каламутність — 36 кг/м³, максимальна — 405 кг/м³). Китайці говорять, що така вода занадто густа, щоб її пити, але дуже рідка, щоб її орати. Русло р. Хуанхе швидко замулюється. Наноси сприяли підвищенню русла в нижній течії на 5-10 м вище прилеглих рівнин. Для захисту від повеней р. Хуанхе та її притоки захищені греблями. Прориви гребель неодноразово приводили до катастрофічних повеней і переміщення русла аж до 800 км. Великою каламутністю володіє і р. Янцзи, яка теж обнесена греблями на 1800 км вгору від гирла. Великій каламутності річок Китаю й інших районів сприяє слабка стійкість порід до розмиву (лес), піднесений і гірський рельєф, інтенсивні дощі, вирубка лісів і відкриття земель. Невеликою каламутністю володіють північні річки Євразії та Канади, де на них «нанизані» озера-відстійники, добре збереглася природна рослинність, ґрунти скуті багаторічною мерзлотою, переважають низовинні прибережні рівнини. За каламутністю річок ведуться постійні спостереження. Результати вимірювань особливо важливо враховувати при будівництві й експлуатації гідротехнічних споруд.

Хімічний склад річкових вод. Крім твердих частинок, у річкових водах міститься невелика кількість розчинених речовин. Вони потрапляють в річки за рахунок поверхневого та підземного стоку. В цілому мінералізація річкових вод невелика, звичайно мала — менше 200 міліграм/л і середня 200-500 міліграм/л, оскільки поверхневі води стікають із добре промитих ґрунтів межиріч і в річках відбувається швидка зміна води. У зонах надмірного зволоження вода річок відноситься до гідрокарбонатного класу, до групи кальцієвих вод. У водах степових річок з'являються сульфати, в транзитних річках напівпустель і пустель — хлориди. Сама незначна мінералізація у гірських річок, що живляться льодовиковими і сніговими водами, найбільша у річок, що живляться переважно підземними водами (наприклад, річки Казахстану — Ішим 12 г/л, Емба 16 г/л, Тургай 19 г/л).

Крім мінеральних речовин, в річковій воді завжди містяться біогенні речовини, необхідні для життя в самих річках.

Життя в річках. Річки — своєрідні природно-аквальні комплекси. У них мешкають рослини та тварини, пристосовані до прісної води, постійного турбулентного перемішування, невеликих глибин, пронизаних сонячним світлом. По загальному гідрологічному режиму та умовах життя в річках можна виділити три ділянки: верхню, середню і нижню.

Верхня ділянка у багатьох річок гірська, навіть у рівнинних річок вона нерідко розташовується на височинах. Тут великі швидкості течії, звичні водоспади, пороги, кам'янисте дно, низька температура води, бідний планктон, мізерна рослинність, мало видів риб (форель, харіус). Гірські річки мають подібний характер на всій своїй протяжності.

На середніх ділянках рівнинних річок швидкості течії менші, русло складене піском з гравієм і галькою, температура води вища. Умови для життя планктону та рослин більш сприятливі, тому зростає число видів і особин риб.

Нижні ділянки річок найбільш сприятливі для життя риб: малі швидкості, мулисте дно, рясне живлення, хоча і погіршується газовий режим і можлива підвищена мінералізація води за рахунок наганяння морських вод. У нижній течії багато прохідних риб, яким властиві міграції: нерестові, кормові, зимувальні.

Річки мають велике господарське значення. Перш за все, вони джерела прісної питної води для міст та інших населених пунктів, забезпечують прісною водою промисловість, служать для зрошування й обводнення земель. Річки використовуються для отримання електроенергії, як транспортні шляхи, місця лову та розведення риби, відпочинку і різних спортивних занять. Річки служать колекторами — водоприймачами при осушувальних меліораціях заболочених земель.

На жаль, багато річок сильно забруднені промисловими та побутовими стоками, отрутохімікатами та мінеральними добривами з полів і стоками з тваринницьких приміщень. Далеко не скрізь по берегах річок існують водозахисні зони. Річки потребують турботи та підтримки їх природного водного режиму, його розумного поліпшення шляхом створення водосховищ, каналів і різних робіт на руслі та басейні річки.

Озеро — водойма із уповільненим водообміном у природному поглибленні на поверхні суші. Це поглиблення називається озерною улоговиною. Загальна площа озер на земній кулі близько 2,1 млн. км², що складає 1,4 % поверхні суші. Найбільше озеро Каспійське — 376 тис. км² при рівні — 28 м. Воно солоне і є типовим морським басейном, «відрізаним» від Світового океану. Найкрупніше прісне озеро — Верхнє (82,4 тис. км²), найглибше — Байкал (1620 м).

Основні морфометричні характеристики озера: *площа озера* — площа дзеркала води; *довжина берегової лінії* — довжина врізу води; *довжина озера* — найкоротша відстань між двома найвіддаленішими один від одного точками берегової лінії; *середня ширина* — відношення площі до довжини; *об'єм озера* — об'єм улоговини, заповненої водою; *середня глибина* — відношення об'єму водної маси до площі; *максимальна глибина* знаходиться безпосередніми вимірюваннями; *ізобати* — лінії однакових глибин.

Озерні улоговини можуть бути як ендегенного, так і екзогенного походження, що найістотнішим чином відображається на їх розмірах, формі, водному режимі.

Найкрупніші озерні улоговини тектонічного походження. Вони розташовані в синеклізах (Ільмень, Чад), в передгірних і міжгірних прогинах, у грабенах (Байкал, Ньяса, Танганьїка). Більшість крупних озерних улоговин має складне тектонічне походження, в їх утворенні беруть участь як розриви, так і ввігнуті складки (Іссик-Куль, Балхаш, Вікторія). Всі тектонічні озера відрізняються великими розмірами та значними глибинами, а в рифтах до того ж вони вузькі, довгі, дуже глибокі, з крутими скелястими схилами. Днища багатьох глибоких озер лежать нижче за рівень Світового океану, а дзеркало води вище за рівень — це так звані криптодепресії (Ладозьке, Байкал). Біля Мертвого моря навіть уріз води на 395 м нижче за рівень океану. У розташуванні тектонічних озер спостерігаються певні закономірності: вони зосереджені уздовж розломів земної кори або в рифтових зонах (Сірійсько-Африканська, Байкальська), або обрамляють щити: уздовж Канадського щита розташувалися Велике Ведмеже, Велике Невільничче, Великі Північно-Американські озера; уздовж Балтійського щита — Онежське, Ладозьке.

Вулканічні озера займають кратери і кальдери згаслих вулканів (Кроноцке озеро на Камчатці, озера Яви, Нової Зеландії).

Разом із озерними улоговинами, створеними внутрішніми процесами Землі, численні озерні котловини, що утворилися за рахунок екзогенних процесів.

Серед них найбільш поширені льодовикові озера на рівнинах і в горах, як в улоговинах, що виорують льодовики, так і в пониженнях між горбами при нерівномірному відкладенні морени. Руйнівній діяльності стародавніх льодовиків зобов'язані своїм походженням озера Карелії та Фінляндії, які витягнуті в напрямку руху льодовика з північного заходу на південний схід уздовж тектонічних тріщин. Фактично вони змішаного льодовиково-тектонічного походження, як і Ладозьке, Онежське та деякі інші озера по периферії Балтійського та Канадського щитів. До льодовикових улоговин в горах відносяться численні невеликі карові озера в чашоподібних поглибленнях на схилах гір нижче за снігову межу (в Альпах, на Кавказі, Алтай) і трогові озера — в коритоподібних долинах у горах.

Із нерівномірною акумуляцією льодовикових відкладів на рівнинах пов'язані озера серед горбистого моренного рельєфу: на північному заході Східно-Європейської рівнини, особливо на Валдайській височині, в Прибалтиці, Польщі, Німеччині, Канаді та півночі США. Ці озера, як правило, неглибокі, широкі, з лопатовими берегами, з островами (Селігер, Валдайське). У горах такі озера виникли на місці колишніх язиків льодовиків (Комо, Гарда, Вюрмське в Альпах). В областях зледеніння численні озера в улоговинах стоку талих льодовикових вод, вони подовжені, коритоподібної форми, звично невеликі та неглибокі (наприклад, Довге, Кругле — під Москвою).

Карстові провальні озера утворюються в місцях вилуговування гірських порід підземними та частково поверхневими водами. Вони глибокі, але невеликі, часто округлої форми (у Криму, на Кавказі, в Динарських горах).

Суфозійні озера утворюються в улоговинах просадочного походження на місці інтенсивного винесення підземними водами дрібноземлистих мінеральних частинок (південь Західного Сибіру).

Термокарстові провальні озера виникають при протаюванні багаторічно мерзлого ґрунту або розтаванні льоду. Завдяки ним Колимська низовина — один з самих озерних країв Росії. Багато реліктових термокарстових озерних улоговин на північному заході Східно-Європейської рівнини в колишній прильодовиковій зоні.

Еолові озера виникають в улоговинах видування (озеро Теке, Селекти в Казахстані).

Підрудні озера утворюються в горах, часто після землетрусів, в результаті обвалів і зсувів, що перегороджують річкові долини (оз. Сарезьке в долині р. Мургаб на Памірі).

У долинах рівнинних річок найчисленнішими є заплавні озера-стариці характерної підковоподібної форми, що утворюються в результаті меандрування річок і подальшого випрямлення русел; при пересиханні річок в бочагах-песах утворюються річкові озера; у дельтах річок — дрібні озера-ільмені на місці проток, часто порослі очеретом (ільмені Волзької дельти, озера Кубанських плавнів).

На низовинному узбережжі морів характерні прибережні озера на місці лиманів і лагун, якщо останні відділяються від моря піщаними намивними перемичками: косами, барами. До особливого типу відносяться органігенні озера серед боліт і коралових споруд.

Такі основні генетичні типи озерних улоговин, обумовлені природними процесами. Але останнім часом виникає все більше «рукотворних» озер, створених людиною, — так званих антропогенних озер: озера-водосховища на річках, озера-ставки в каменоломнях, в соляних копальнях, на місці торфорозробок і т.д.

За генезисом водних мас виділяють два типи озер. Одні мають воду атмосферного походження: опади, річкові води та підземні води. Такі озера прісні, хоча в аридному кліматі можуть стати мінеральними. Інші озера колись були частиною Світового океану, це реліктові солоні озера (Каспійське, Аральське). Але і в таких озерах первинна морська вода може бути сильно перетворена і навіть повністю витиснена та заміщена атмосферними водами (Ладозьке).

Залежно від водного балансу, тобто за умов притоку та стоку, озера поділяються на стічні та безстічні. Озера, що скидають частину своїх вод у вигляді річкового стоку, — стічні; окремим випадком їх є проточні озера. У озеро може впадати багато річок, але витікає тільки одна (Ангара з оз. Байкал, Нева з Ладозького озера). Озера, що не мають стоку в Світовий океан, — безстічні (Каспійське, Аральське, Велике Солоне). Рівень води в таких озерах схильний до коливань різної тривалості, що обумовлене, перш за все,

багаторічними та сезонними змінами клімату. При цьому змінюються морфометричні характеристики озер і властивості водних мас. Це особливо помітно на озерах в аридних районах, по яких судять про тривалі цикли зволоженості та посушливості клімату.

Води озер, як і інші природні води, характеризуються різним хімічним складом і різним ступенем мінералізації. За складом солей у воді озера поділяються на три типи: гідрокарбонатні та карбонатні, сульфатні, хлоридні. У їх розподілі на земній поверхні простежується географічна зональність, обумовлена коефіцієнтом зволоження. За ступенем мінералізації озера класифікують на прісні (менше 1 ‰), солонуваті (1-24,7 ‰), солоні (24,7-47 ‰) і мінеральні (більш 47 ‰). Наприклад, Байкал — 0,1 ‰, Каспійське — 12-13 ‰, Велике Солоне — 137-300 ‰, Мертве море 260-270 ‰, в окремі роки до 310 ‰. Ступінь мінералізації озер може бути різним в різних частинах: зниженою солоністю відрізняються ті частини озера, в яке впадають річки. Так, в безстічному озері Балхаш, розташованому в аридній зоні, в західній частині, куди впадає р. Ілі, вода прісна, а в східній частині, яка з'єднується із західною лише вузькою (4 км) неглибокою протокою, вода солонувата. При перенасиченні озер із розсолу — ропа солі починає випадати в осад, відбувається їх кристалізація. Такі мінеральні озера називаються самосадовими (Ельтон, Баскунчак). Мінеральні озера, в яких відкладаються пластичні тонкодисперсні намули, відомі як грязьові.

З фізичних властивостей води озер важливий термічний режим. Прісні озера жаркого теплового поясу характеризуються найтеплішою водою біля поверхні, з глибиною вона поступово зменшується. Такий розподіл температури з глибиною називається прямою **термічної стратифікацією**. Озера холодного теплового поясу майже весь рік володіють найхолоднішою (біля 0°C) і легшою водою вгорі, нижче температура води підвищується, вода стає щільніше, важче (до 4°C). Такий розподіл температури з глибиною називається **зворотною термічною стратифікацією**. Озера помірною теплового поясу володіють змінною стратифікацією за сезонами року: влітку пряма, взимку зворотна. Весною і восени наступають такі моменти, коли температура по вертикалі однакова 4°C на різних глибинах. Явище постійності температури на різних глибинах називається **гомותרмією** (весняної і осінньої).

Річний термічний цикл в озерах помірною поясу розділяється на чотири періоди: весняне нагрівання (від 0° до 4°C) здійснюється за рахунок конвективного перемішування; літнє нагрівання (від 4°C до максимальної температури) — шляхом молекулярної теплопровідності; осіннє охолодження (від максимальної температури до 4°C) — шляхом конвективного перемішування; зимове охолодження (від 4°C до 0°C) — знову шляхом молекулярної теплопровідності.

У зимовому періоді замерзаючих озер виділяються три фази, що й у річок: замерзання, льодостав, скресання. Процес утворення і танення льоду схожий з річками. Озера, як правило, на 2-3 тижні довше покриті льодом, ніж річки регіону. Термічний режим замерзаючих солоних озер нагадує режим океанів і морів.

Озера, особливо крупні, мають пом'якшувальний вплив на клімат прилеглих територій: взимку там тепліше, влітку прохолодніше. Так, на берегових метеостанціях біля оз. Байкал температура взимку на 8-10°C вища, а влітку на 6-8°C нижча, ніж на станціях поза впливом озера. Вологість повітря поблизу озера більша через підвищене випаровування.

До динамічних явищ в озерах відносяться течії, хвилювання і сейші. Стічні течії виникають при впадінні річок в озеро та відтоку води з озера в річку. У проточних озерах вони простежуються на всьому протязі озера, в непроточних — на ділянках, прилеглих до гирла або витоку річки. Тимчасові вітрові поверхневі течії викликають зміну нахилу водної поверхні і, як наслідок, глибинні компенсаційні течії, які відновлюють рівновагу води. Хвилювання — коливання водної поверхні обумовлено поривчастим характером вітру. Висота хвиль на озері менша, але крутизна більша, в порівнянні з морями й океанами. Сейші (стоячі хвилі) — коливання маси води з амплітудою звичайно до 0,5 м без утворення хвиль характерні для озер і викликані різкими змінами погоди. Рух води в озерах, разом із конвекцією, сприяє перемішуванню води, проникненню кисню в нижні шари, рівномірному розподілу поживних речовин, що особливо важливо для життя.

Органічний світ озер вельми різноманітний. Як і в інших водоймах *за способом життя* виділяють три групи організмів: *нектон*, *планктон* і *бентос*. *За умовами заселення* в озері розрізняють прибережну мілководну частину дна (*літораль*), глибоководну частину дна (*профундаль*) і товщу води (*пелагіаль*). Літораль і води над нею одержують багато світла, тепла, кисню, але характерні коливання температур протягом року та діб. Організми — рослини та тварини дуже різноманітні. Профундаль одержує мало тепла і світла, розвинені намулолюбиві тварини, бактерії, грибки, донної рослинності немає. Товща води різна по вертикалі, так що планктон і нектон своєрідний.

За поживними властивостями водної маси (за трофістю) та умовами розвитку життя озера поділять на три біологічні типи: оліготрофні, евтрофні, дистрофні. *Оліготрофні* — малопоживні озера. Це великі глибокі прозорі озера із зеленувато-голубуватою водою, з великою кількістю кисню, тому органічні залишки інтенсивно мінералізуються. Через малу кількість біогенних елементів вони бідні планктоном. Життя небагате, але є риба, ракоподібні. Це багато гірських озер, Байкал, Женевське. *Евтрофні* озера володіють великим вмістом поживних речовин, особливо сполук азоту та фосфору, неглибокі (10-15 м), добре прогріваються, з буро-зеленою водою. Вміст кисню падає до дна, через що взимку бувають замори риби й інших водних тварин. Дно торф'янисте або мулисте з великою кількістю органічних залишків. Влітку спостерігається «цвітіння» води за рахунок сильного розвитку фітопланктону. У озерах багатий рослинний і тваринний світ. Вони найбільш поширені в зонах лісостепів і степів. *Дистрофні* озера бідні поживними речовинами та киснем, неглибокі. Вода в них кисла, мало прозора, бура через велику кількість гумінових кислот. Дно торф'яне, фітопланктону і вищої водної рослинності мало, тварин теж. Ці озера поширені в сильно заболочених місцевостях.

У останнє десятиліття в умовах підвищеного надходження з полів сполук фосфору та азоту, а також скидання стічних вод деяких промислових підприємств спостерігається евтрофікація озер і водосховищ. Першою ознакою цього несприятливого явища служить сильне цвітіння синьо-зелених водоростей, потім у водоймі зменшується кількість кисню, утворюється погано аеровані намули, з'являється сірководень. Все це створює несприятливі умови для життя риби, водоплавних птахів та ін. Евтрофікація — це антропогенне забруднення озер.

Еволюція озер відбувається різними шляхами у вологому та сухому кліматі: у першому вони поступово перетворюються на болота, в другому — в солончаки.

У вологому (гумідному) кліматі провідна роль у заповненні озера та перетворенні його в болото належить рослинності, частково залишкам тваринного населення, які разом утворюють органічні опади. Тимчасові водотоки і річки приносять мінеральні наноси. Дрібні озера з пологими берегами заростають шляхом насування рослинних екологічних зон від периферії до центру. На завершальній стадії, озеро стає трав'яним низинним болотом. Глибокі озера з крутими берегами заростають інакше: шляхом наростання зверху сплавіни (зибуни) — шари з живих і відмерлих рослин. Основу її складають рослини з довгими кореневищами (шабельник, вахта, білокрильник), а на сітці з кореневищ поселяються інші трав'янисті рослини і навіть чагарники (вільха, верби). Сплавина спочатку з'являється біля берегів, захищених від вітру, де немає хвилювання, і поступово насувається на озеро, збільшуючись у потужності. Частина рослин відмирає, падає на дно, утворюючи торф. Поступово в сплавіні залишаються лише «вікна» води, а потім і вони зникають, хоча улоговина ще не заповнена відкладами, і лише з часом сплавина змикається з шаром торфу. Торф — органічна гірська порода, що утворюється в результаті неповного розкладання рослин при недостатці кисню через сильне зволоження. У ньому міститься до 90 % води. На дні заростаючих озер, окрім торфу, утворюються ще й озерні намули, серед яких переважає сапропель, виникаючий із відмерлого планктону в анаеробних умовах, потужність його може досягати декількох метрів. Зольність, інакше відсоток вмісту мінеральних речовин, що не згорають при прожаренні, в торфі може досягати 10-20 %, у сапропелі набагато менше.

У сухому кліматі озера, врешті-решт, стають солончаками, що помітно на малих дрібних озерах. Цьому сприяє мізерна кількість опадів, інтенсивне випаровування, зменшення притоку річкових вод, відклади твердих осадів, що приносяться річками та пиловими бурями. В результаті водна маса озера зменшується, рівень знижується, площа скорочується, концентрація солей зростає, і навіть прісне озеро може перетворитися спочатку на солоне озеро (Велике Солоне озеро в Північній Америці), потім в солоне болото («озеро» Торренс в Австралії), а потім і в сухий солончак (Ельтон, Баскунчак). Цей процес супроводжується пригнобленням рослинності і врешті решт заміною її галофітами, які ростуть на засолених ґрунтах (солонець, солянки, тамариск, полини).

Перетворення озер у болота або солончаки — природний процес їх розвитку, залежний від клімату та тривалості існування.

Озера використовуються людиною для водопостачання населення і промислових підприємств, зрошування, видобутку солей, лікувальних грязей, сапропелей як добриво і хімічна сировина, а також рибогосподарських, рекреаційних і бальнеологічних цілей. Багато озер є важливими транспортними шляхами (Каспійське, Ладозьке, Великі Північно-Американські озера).

Водосховища — штучні водойми з об'ємом води більше 1 млн. м³, утворені в долинах річок у результаті накопичення води перед дамбою. Малі водойми, створювані в долинах струмків, у балках і штучних улоговинах, називаються ставками.

У водосховищ подвійна природа: вони поєднують у собі риси річок і озер. З річкою їх зближує поступальна хода води, з озером — сповільнений водообмін. У крупних водосховищах виділяються три частини: нижня — пригреблева, найглибша, за режимом близька до озера: течія слабка, спостерігається розшарування водної товщі за температурою; середня із проміжним режимом; верхня — зона змінного підпору, найбільш мілководна, за режимом більше нагадує річку.

Водосховища володіють рядом особливостей:

1) вони випробовують значні коливання рівня води протягом року, які пов'язані з штучним регулюванням стоку — накопиченням і скиданням вод;

2) проточність вод приводить до меншого нагріву води, ніж в озерах; дрібні водосховища замерзають раніше, а крупні — пізніше, ніж річки, але й ті і інші скресають пізніше за річки;

3) мінералізація вод водосховищ більша, ніж біля річок, особливо в жаркому поясі, де велике випаровування;

4) на водосховищах відбувається інтенсивне перетворення берегів вітровими хвилями, яке на крутих берегах йде по абразивному типу, на пологих — по акумулятивному;

5) інтенсивна акумуляція наносів приводить до замулювання водосховищ.

У теперішній час на земній кулі експлуатується більше 40 000 водосховищ, 95 % води знаходиться у водосховищах з об'ємом більше 0,1 км³. Найбільшим за площею (76 000 км²) і за об'ємом води (204,8 км³) вважається водосховище Вікторія (Оуен-фолі) в Східній Африці, до складу якого включається озеро Вікторія (68 000 км²), рівень якого піднявся на 3 м в результаті спорудження в 1954 р. дамби Оуен-фолі на річці Вікторія-Ніл. Водосховище Вольта на р. Вольта в Західній Африці має площу 8 480 км². Найбільше по повному об'єму води — Братське водосховище на р. Ангарі (169,3 км³), найглибше — Боулдер-пані на р. Колорадо (61 м).

Значення водосховищ велике. Вони регулюють стік, зменшуючи повені та підтримуючи необхідний рівень річок протягом решти періоду року. Завдяки каскаду водосховищ на річках створюються єдині глибоководні транспортні магістралі. Водосховища — джерела водопостачання, зрошування, обводнення. ГЕС виробляють електроенергію. Водосховища — зони відпочинку, рибальства, розведення водоплавного птаха. Але, разом із позитивним

значенням, водосховища викликають небажані, але неминучі наслідки: затоплення земель вище за дамбу, перш за все багатих заплавних луків; підтоплення і навіть заболочування земель вищих за дамбу в зоні впливу водосховищ через підвищення рівня ґрунтових вод; осушення земель нижче за дамбу; погіршення якості води у водосховищах через зниження самоочищаючої здатності та надмірний розвиток синьо-зелених водоростей; дамби водосховищ перешкоджають нересту риби, заподіюючи збиток рибництву і т.д.

Болото — надмірно зволожена ділянка суші з вологолюбною рослинністю з шаром торфу більше 0,3 м, внаслідок чого основна маса коріння рослин не досягає підстилаючого його мінерального ґрунту. Заболочені землі теж надмірно зволожені ділянки поверхні, але з малопотужним (менше 0,3 м) шаром торфу або навіть без нього, так що між рослинами та ґрунтом здійснюється водно-сольовий обмін. Ця відмінність боліт і заболочених земель досить умовне і точне розмежування їх на місцевості дуже складне.

Болота утворюються двома шляхами: при заростанні озер або заболочуванні плоских межиріч. Основний шлях утворення боліт — заболочування суходолів, яке починається з появи періодичного, а потім постійного перезволоження ґрунтів. Цьому сприяє клімат — надлишок вологи через велику кількість опадів або слабого випаровування, високий рівень ґрунтових вод, характер ґрунту — погано проникні породи, «вічна мерзлота», спечених на пожарищах порід, рельєф — плоскі ділянки при неглибокому дренажі або пониження із сповільненим стоком, тривалі повені на річках і т.д. Ліси в умовах надлишку вологи, а значить, анаеробних умов і кисневого голодування гинуть, що сприяє ще більшому заболочуванню через скорочення транспірації. На перезволожених землях поселяється вологолюбна рослинність, пристосована до недоліку кисню та мінерального живлення — мох та ін. Мохова дернина, добре всмоктує та затримує вологу, нагадує мокру губку, сприяє ще більшому заболочуванню суші. Отже надалі саме рослинності належить провідна роль у заболочуванні. В умовах недоліку кисню відбувається неповне розкладання рослинних залишків, які, накопичуючись, утворюють торф. Тому заболочування практично завжди супроводжується торфонакопиченням. Найсприятливіші умови для накопичення торфу існують в лісах помірного поясу, особливо в Західному Сибіру, де в межах лісоболотної зони заболоченість більше 50 %, а потужність торфу 8-10 м. На північ і південь від лісової зони потужність торф'яного покладу скорочується: на північ внаслідок зменшення приросту рослинної маси в умовах холодного клімату, на південь — через інтенсивніше розкладання рослинних залишків у тепломум кліматі. В умовах жаркого вологого клімату величезний приріст біомаси компенсується інтенсивним процесом розпаду відмерлих рослин, і боліт небагато, хоча вічнозелені екваторіальні ліси перезволожені.

Будова торф'яного покладу боліт, що виникли на місці озер або суходолів, різна. Торф'яники, що утворилися в результаті заболочування озер, мають під шаром торфу озерний мул — сапропель, а при заболочуванні суші торф залягає безпосередньо на мінеральному ґрунті.

За характером переважаючого водно-мінерального живлення та відповідно за складом рослинності болота поділяються на два основні екологічні типи: верхові та низинні.

Верхові (оліготрофні) живляться атмосферними опадами, бідними мінеральними солями, і звичайно розташовуються на вододілах (тому й називаються верховими). Рослинність їх бідна за видовим складом: переважають сфагнові мохи, створюють суцільний килим, виростають чагарники — багульник, лохина, кассандра, підбіл, а також журавлина, морошка, пухівка одноколоскова, росянка, може рости пригнічена сосна. Поверхня верхових боліт опукла в центрі, оскільки по краях кращий водообмін і активніше розкладання мохів, а в центрі йде інтенсивне його накопичення. Торф верхових боліт можна використовувати як паливо, тим паче, що він малозольний, для приготування компостів, сировини для хімічної промисловості.

Низові (евтрофні) болота розташовуються в пониженнях рельєфу: на заплавах річок, у балках, у западинах між горбами (тому і називаються низинними). У пониженнях неглибоко залягають і навіть виходять на поверхню ґрунтові води, в улоговинах здійснюється поверхневий стік із навколишніх просторів, заплавні болота додатково підживляються порожнистими водами, тому у низинних боліт багате мінеральне живлення і як наслідок різноманітна рослинність. Серед трав'янистих рослин переважають осоки, хвощі, очерет, рогіз, пухівка багатоколоскова, є зелені мохи, серед чагарників — вільха та верби. Торф низинних боліт — прекрасне органічне добриво, використовувати як паливо його недоцільно, тим паче, що у нього велика зольність.

Перехідні болота за характером живлення і рослинності займають проміжне положення між низовими та верховими. Еволюція боліт супроводжується перетворенням низових боліт спочатку в перехідні, а потім у верхові. Це відбувається тому, що в результаті накопичення торфу поверхня низинних боліт підвищується. На певній стадії розвитку болотна рослинність вже не може повною мірою використовувати підземні води, потім мінеральне живлення повністю припиняється, вона переходить на живлення атмосферними опадами і низинне болото, врешті решт, змінюється **верховим**.

Болота являють собою складний природний комплекс, який можна розглядати як систему вода-рослинність-торф. Провідним чинником служить надлишок вологи, який обумовлює розвиток специфічної вологолюбної рослинності та певний тип ґрунтоутворення з формуванням торф'яного покладу. Болотам належить важлива роль в природі. Вони зволожують повітря навколишніх територій, живлять річки, є місцями зростання цінних видів рослин (журавлини, морошки, лохини) і багатьох видів тварин, особливо птахів. Болота використовуються людиною. На них розробляють торф для палива, добрив та хімічної сировини, збирають ягоди, лікарські рослини, частково низинні болота осушують і перетворюють на сільськогосподарські угіддя, які відрізняються високою родючістю. Але слід пам'ятати, що не всі болота підлягають осушенню, частину з них треба зберегти, щоб не порушити взаємозв'язків, що склалися в природі. Це торкається, перш за все, верхових

боліт, оскільки великий їх гідрологічний вплив на річковий стік, особливо тих річок, середня і нижня течія яких лежить в зонах недостатнього зволоження (Дніпро, Волга).

Льодовики — це рухомі скупчення льоду атмосферного походження на поверхні суші. Вони покривають площу 16,3 млн. км², що складає майже 11 % суші.

Льодовики утворюються в полярних областях і в горах, де весь рік негативні температури повітря і річна кількість снігу перевищує його витрати на танення і випаровування. Сніг у результаті ущільнення та перекристалізації спочатку перетворюється у фірн — зернистий пористий непрозорий лід, а потім у щільний прозорий голубуватий глетчерний лід. Для перетворення снігу в лід потрібні десятиліття, а в суворому кліматі Антарктиди до 1 000 років.

Висота снігової межі залежить, перш за все, від розподілу тепла на Землі: у полярних районах вона знаходиться на рівні моря, в низьких екваторіально-тропічних широтах підіймається в горах до 5-6 км. На висоту снігової лінії впливає і кількість опадів. Найвища вона в тропічних широтах — 5,5-6 км, що пов'язано не тільки з високою температурою, але і з сухістю повітря та малою кількістю опадів. На екваторі, де опадів більше, вона лежить на висоті 4,5 км. На висоту снігової межі впливає також експозиція інсоляції схилів. На схилах сонячної експозиції вона на 300-500 м вища, ніж на тіньових схилах того ж хребта. Важливо враховувати і вітрову експозицію: навітряні схили одержують більше опадів, ніж підвітряні, тому на них нижча снігова межа. Причому, якщо гори високі, то на підвітряних схилах певне значення має фєновий ефект: повітря там і тепліше, і сухіше. В межах окремих гірських країн снігова лінія підвищується від околиць до внутрішніх частин внаслідок наростання сухості повітря і зменшення кількості опадів.

На конкретній території, крім клімату, на конфігурацію снігової межі мають вплив орографічні особливості схилів. У негативних формах рельєфу сніг може зберігатися трохи нижче за кліматичну снігову межу, а на крутих схилах його може не бути вище цієї, межі. Отже в цілому снігова межа в горах є функцією клімату та рельєфу і по суті є орокліматичною межею.

З властивостей льоду найважливішою є його текучість, яка зростає досягнувши температури, близької до температури плавлення ($-1 - 2^{\circ}\text{C}$), і великому тиску. Друга властивість льоду, пов'язана з першою, рух льоду. У горах він відбувається по ухилу ложа під впливом сили тяжіння, на рівнинах відповідно до ухилу поверхні льодовика. Оскільки підлідне ложе нерівне, в льодовику виникають тріщини-розриви, і різні частини льодовика — придонні, серединні, поверхневі, бічні рухаються з різними швидкостями залежно від сили тертя. Швидкість руху льодовиків декілька см/добу, іноді може досягати перших десятків метрів за добу. Лід рухається швидше влітку та вдень, повільніше взимку та вночі. Третя чудова властивість льоду — здатність його шматків до змерзання, що призводить до зникнення тріщин.

Через зміни та коливання клімату льодовики можуть «наступати» і «відступати». У геологічному минулому подібні коливання величезних масштабів призводили до чергування льодовикових і міжльодовикових епох. В

даний час у зв'язку з потеплінням клімату відбувається повільний відступ льодовиків.

За зовнішнім виглядом і характером руху льодовики поділяються на два основні типи: материкові (покривні) і гірські. Перші займають 98,5 % площі сучасного заледеніння, другі — 1,5 %.

Покривні льодовики — це перш за все величезні льодовикові щити Антарктиди (площа 13,979 млн. км², середня потужність льодовикового покриву 1 720 м, максимальна — 4 300 м) і Гренландії (відповідно 1,8 млн. км², 2 300 м і 3 400 м). У них плоско-опукла форма, незалежна від підлідного рельєфу. Накопичення снігу відбувається в центрі, за рахунок снігу та сублімації водяної пари на поверхні льодовика, витрачання — по краях. Рух льоду «радіальний» — від центральної частини до периферії, незалежно від підлідного ложа. На околицях відбувається механічне розвантаження льоду шляхом обломлення кінців шельфових льодовиків, що спираються на дно або частково знаходяться на плаву, або за рахунок відколювання глиб від краєвого обриву.

Гірські льодовики мають неспівмірно менші розміри, різноманітну форму, залежну від форми їх вмістищ, рух льодовиків визначається ухилом ложа та носить лінійний характер, швидкість руху більша, ніж у покривних льодовиків. Гірські льодовики поділяються на три групи: *льодовики вершин* (плоских і конічних), *льодовики схилів* (присхиліві, карові та висячі) і *льодовики долин* (простий долинний льодовик, що складається з одного потоку, і складно-долинний льодовик, що утворюється з декількох льодовикових потоків із самостійними областями живлення). У гірських льодовиків добре виражені області живлення і танення. Живлення відбувається за рахунок снігу, частково за рахунок сублімації водяної пари, за рахунок лавини і заметілевих перенесень. В області танення льодовикові язики спускаються в зону високогірних луків і лісів, де лід не тільки інтенсивно тоне, але і «випаровується», а також обломлюється в прірви.

Найдовші долинні льодовики — льодовик Хаббард (112 км) в горах Святого Іллі і льодовик Берінг (203 км) в хр. Чугач на Алясці. Найбільшим в світі льодовиком вважається льодовик Ламберта завдовжки 450 км, шириною до 120 км в Східній Антарктиді.

Проміжне положення між гірськими і покривними льодовиками займають **гірсько-покривні льодовики**. Одні з них утворюються при злитті біля підніжжя гір розширених кінців гірських льодовиків з самостійними областями живлення, інші — коли льодовики переповнюють долини, перетікають через перевали, утворюючи майже суцільний покрив, над яким підіймаються лише гребені хребтів.

Льодовики, будучи наслідком кліматичних умов, самі роблять величезний вплив на клімат Землі, особливо покривні льодовики Антарктиди та Гренландії. Величезний крижаний материк Антарктида, де весь рік зберігається баричний максимум, із якого дмуть вітри, що леденять, у помірні широти, одна з головних причин того, що південна півкуля Землі на 2,2°C холодніша північної. Завдяки Гренландському льодовиковому покриву і Східно-

Гренландській холодній течії Ісландський баричний мінімум існує круглий рік. Впливом Гренландського льодовикового щита через циркуляцію атмосфери пояснюється зледеніння Ісландії. Високе альbedo сніго-льодовикових поверхонь (80-90 %) в умовах малохмарної погоди обумовлює негативний річний радіаційний баланс на крижаних щитах, що відображається на радіаційному балансі Землі. У літній період року на танення снігу та льоду і на сублімацію витрачається велика кількість тепла, внаслідок чого зберігаються негативні температури повітря. Отже в цілому льодовикові покриви істотно впливають на енергетику атмосфери.

У льодовиках законсервована велика кількість прісної води. Гірські льодовики витрачають воду на живлення річок, причому від інтенсивності танення льодовиків залежить кількість води в річках, що беруть там початок. Для посушливих районів світу льодовикове живлення річок має важливе господарське значення. Останніми роками виникла ідея транспортування айсбергів Антарктиди за допомогою могутніх морських буксирів в райони «спраги» — Аравію, Африку, Австралію, Каліфорнію та ін.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Назвіть типи підземних вод. У чому виражається зональність ґрунтових вод?
2. Які типи водного режиму річок і чим вони обумовлені? Наведіть приклади.
3. Які небезпечні явища трапляються на річках вашої місцевості?
4. Чому Каспій називають морем-озером? Яка Ваша думка з цього питання?
5. Які типи озерних улоговин вам відомі? Приведіть приклади.
6. У чому схожість і відмінність водосховищ із озерами та річками? У чому полягає позитивне та негативне значення водосховищ?
7. Дайте характеристику основних типів боліт. У чому полягає суть меліорації?
8. Що таке льодовики? Які їх основні типи? Яке значення льодовиків у географічній оболонці?

БУДОВА ЗЕМЛІ, СКЛАД І СТРУКТУРА ЗЕМНОЇ КОРИ, ЇЇ РОЗВИТОК

1. Внутрішня будова Землі.
2. Загальні відомості про склад земної кори, мінерали та гірські породи.
3. Вік Землі та геологічне літочислення.
4. Основні структурні елементи земної кори.
5. Основні етапи історії розвитку земної кори.
6. Уявлення про механізм формування структур земної кори.

Земля має складну внутрішню будову. Про будову Землі судять головним чином за геофізичними, зокрема сейсмічними даними. Безпосередні спостереження можливі поки лише на невеликій глибині: найглибша

свердловина пройшла трохи більше 12 км земної товщі (Кольська надглибока — 12 262 м., розташована у Печензькому районі Мурманської обл. біля м. Заполярний).

У будові земної кулі виділяють три головні шари, відокремлені один від одного чітко вираженими сейсмічними розділами: земну кору, мантію та ядро.

Земна кора в масштабі Землі — це тонка плівка. Її потужність (товщина) в середньому близько 35 км. Вона змінюється від 5-10 км під дном океану до 70-75 км у гірських районах. Нижню межу земної кори називають поверхнею Мохоровичича (названа на ім'я сербського ученого, що відкрив її).

Мантія тягнеться до глибини 2 900 км. У середині мантії на глибинах 100-250 км під континентами і 50-400 км під океанами знаходиться шар речовини підвищеної пластичності, близької до температури плавлення, — **астеносфера** (від грец. *asthenes* — *слабкий*). Вона — основне джерело надходження на поверхню Землі **магми** — розплавленої, переважно силікатної маси, насиченої газами. Земну кору разом з твердим шаром мантії над астеносферою називають **літосферою** (від грец. *lithos* — *камінь*). Літосфера, на відміну від пластичної астеносфери, відносно крихка оболонка. Вона виділена саме за ознакою стану порід, а не за речовинним складом. Літосфера розбита глибинними розломами на крупні блоки, звані літосферними плитами. Вони поволі переміщуються по астеносфері в горизонтальному напрямку, а на межах, де плити взаємодіють між собою, спостерігається активна магматична та сейсмічна діяльність.

Ядро знаходиться на глибині 2 900-6 370 км. Припускають, за даними сейсмології, що у зовнішній частині ядра до глибини 5 000 км речовина знаходиться в розплавленому стані і що в результаті обертання планети в ньому виникають електричні струми, які створюють магнітне поле Землі. Внутрішня частина ядра тверда.

Із зануренням у надра Землі наростають тиск, густина порід і температура, яка складає в ядрі біля 5 000°C.

Шари Землі розрізняються за хімічним складом, що пов'язують із диференціацією речовини планети за густиною в умовах її сильного розігрівання та часткового розплавлення. При цьому важчі елементи (залізо, нікель та ін.) «тонуть», а відносно легкі (кремній, алюміній та ін.) «спливають».

Склад і властивості верхньої частини земної кори вивчають у природних відслоненнях, шахтах, а також по кернах бурових свердловин на суші та на дні океанів. На підставі численних хімічних аналізів порід верхньої частини земної кори встановлено середній вміст у них хімічних елементів. Найпоширеніші елементи: (%): кисень — 47,0; кремній — 29,5; алюміній — 8,05; залізо — 4,65; кальцій — 2,96; натрій — 2,50; калій — 2,50; магній — 1,87; інші — 0,93.

Хімічні елементи земної кори утворюють природні сполучення — мінерали, а вони, у свою чергу, складають гірські породи.

Мінералами називають окремі хімічні елементи або хімічні сполуки, що утворилися в земній корі у результаті природних процесів і володіють визначеними хімічним складом і фізичними властивостями. У земній корі

міститься близько 3 000 мінералів, але основних породоутворюючих — близько 50.

Мінерали, їх склад, властивості, закономірності та особливості будови, умови утворення і зміни в природних умовах вивчає наука *мінералогія*.

Мінерали — як правило тверді речовини, але можуть бути і рідкими (вода, нафта, ртуть та ін.), і газоподібними (метан, діоксид вуглецю, сірководень і т.д.). Важлива властивість твердих мінералів, від якої залежать багато інших, — їх стан. Він може бути аморфним або кристалічним. Аморфним речовинам властива ізотропія фізичних властивостей, обумовлена неврегульованим розташуванням атомів і молекул. У кристалічних речовин правильна внутрішня структура, тому вони зустрічаються в природі у вигляді багатогранників — кристалів.

Мінерали мають певні властивості, серед яких найважливіші: питома вага, твердість, колір, блиск, прозорість, спайність.

Питома вага мінералів визначається за шкалою від 1 (озокерит) до 21 (платина). Вона залежить від густини структури, яка відображається і на твердості.

Твердість визначають за шкалою Мооса — набором з 10 мінералів, розташованих по ступеню зростання твердості: 1 — тальк, 2 — гіпс, 3 — кальцит, 4 — флюорит, 5 — апатит, 6 — польовий шпат, 7 — кварц, 8 — топаз, 9 — корунд, 10 — алмаз.

Колір — забарвлення мінералів, яке у деяких постійне, а у інших може змінюватися залежно від домішок.

Блиск — віддзеркалення світлового променя від поверхні мінералу, буває металічний і неметалічний.

Прозорість — здатність мінералу пропускати світлове проміння.

Спайність — здатність розколюватися по певних площинах (найдосконаліша спайність у слюди).

Залежно від хімічного складу всі мінерали земної кори об'єднують у певні класи. Їх класифікація (у спрощеному та скороченому вигляді) має такий вигляд:

I клас — *самородні елементи*: золото, платина, срібло, мідь, сірка, графіт, алмаз.

II клас — *сірчисті сполуки (сульфіди)* — солі сірководневої кислоти складають близько 10% всіх мінералів. Багато з них — руди металів: пірит, халькопірит (мідний колчедан), галеніт (свинцевий блиск), сфалерит (цинкова обманка), кіновар, молібденіт, антимоніт (сурма), кобальтин.

III клас — *оксиди та гідроксиди* — з'єднання хімічних елементів з киснем широко поширені в природі. Це багато важливих руд: червоний залізняк, магнітний залізняк, бурий залізняк, корунд і його різновиди — рубін, сапфір.

Оксид кремнію кварц — один з найпоширеніших породоутворюючих мінералів земної кори (12 % її маси). Його кристалічні різновиди — гірський кришталь, аметист, моріон, а прихованокристалічні — халцедон та ін.

IV клас — *галоїдні сполуки* — солі галоїдних кислот: галіт — кам'яна або кухонна сіль, сильвін, флюорит.

V клас — *карбонати* — солі вугільної кислоти: кальцит, доломіт, магнезит, сидерит, малахіт, азурит.

VI клас — *сульфати* — солі сірчаної кислоти: гіпс, ангідрит, мірабіліт, барит.

VII клас — *фосфати* — солі фосфорної кислоти: апатит.

VIII клас — *силікати*. Це найобширніший клас мінералів, який включає одну третину всіх мінералів земної кори та складає майже 75 % її маси. Їх хімічний склад дуже складний. Це польові шпати, слюда (чорна — біотит і біла — мусковіт), амфіболи, піроксени, каолініт. Силікати служать породоутворюючими мінералами магматичних, метаморфічних та осадових уламкових порід.

Переважаючу частину маси земної кори складають силікати та мінерали класу оксидів і гідроксидів.

Гірські породи — закономірні природні поєднання (агрегати) мінералів.

Наука про гірські породи, їх хімічний і мінералогічний склад, властивості, походження і умови залягання називається *петрографією*.

Гірські породи за походженням підрозділяють на три групи: магматичні, осадові та метаморфічні. Магматичні та метаморфічні породи складають більше 90 % маси земної кори, інші 10 % приходяться на частку осадових порід. Разом з тим, осадові породи покривають 75 % площі земної поверхні.

Магматичні (вивержені) гірські породи утворюються в результаті вклинення магми по розломах із мантиї у земну кору та її подальшої диференціації і кристалізації, а також у результаті виливу її на поверхню.

Залежно від умов застигання магми виділяють дві групи магматичних порід — інтрузивні та ефузивні.

Інтрузивні породи утворюються у результаті застигання магми в надрах земної кори на різній глибині. В умовах повільного затвердіння магми відбувається кристалізація мінералів, і породи мають добре виражену кристалічну будову.

Ефузивні породи утворюються з магми, що вилілася на поверхню, втратила гази. Застигання магми відбувається швидко, внаслідок чого мінерали не встигають викристалізуватися. Тому ефузивні породи є звичайно однорідною склоподібною масою.

З магматичних порід найпоширенішими є граніт і базальт. Граніт — кристалічна інтрузивна гірська порода кислого складу, найпоширеніша в земній корі континентів. Складається з польових шпатів, кварцу, слюди, амфіболів та інших мінералів. Колір різний. Використовується як будівельний і декоративний матеріал. Базальт — ефузивна гірська порода основного складу, чорного кольору, що складається з плагіоклазів (лабрадору) та авгіту. Базальт складає ложе океанів і значні площі на континентах. Його використовують як будівельний матеріал.

На Землі багато родовищ корисних копалин магматичного походження. Це мідно-нікелеві, титано-магнетитові руди, хроміти, платина, золото, апатити, алмази в трубках кімберліту та ін.

Осадіві гірські породи утворюються в поверхневій частині земної кори у результаті перевідкладення продуктів вивітрювання та руйнування різних гірських порід, хімічного та механічного випадання осадів із води, життєдіяльності організмів або всіх названих процесів одночасно. Залежно від способу утворення розрізняють уламкові, хімічні (хемогенні), органігенні (біогенні) та глинисті породи.

Уламкові породи бувають рихлі та зцементовані. Серед рихлих порід залежно від величини уламків виділяють дрібноуламкові (пилуваті) — алеврити (0,01-0,1 мм), середньоуламкові — пісок (0,1-2 мм) і грубоуламкові (2-200 мм). Серед останніх залежно від форми уламків виділяють незграбні уламки різної величини (дресва, щєбінь, глиби) і окатані (гравій, галька, валуни).

Хемогенні породи утворюються в результаті осідання з води морів, лагун, озер розчинених у ній хімічних з'єднань. Це кухонна сіль, гіпс, ангідрит — галогенова група; вапняки, доломіт, мергелі — карбонатна група; фосфорити; осадіві залізні та марганцеві руди; боксит.

Органогенні породи утворюються в результаті накопичення залишків тварин і рослин, а також продуктів їх життєдіяльності. Залежно від складу речовини підрозділяються на вапнякові — вапняки, доломіт, крейда та ін.; крем'янисті — трепел, опока, діатоміт; каустобіотити — це велика група порід, у яку входять торф, викопне вугілля — кам'яне, буре, антрацит, лігніт; бітуми — нафта та горючий газ, які представляють собою суміш рідких і газоподібних вуглеводнів.

Глинисті породи — найбільш поширені осадіві породи. Вони складаються з продуктів механічного та хімічного руйнування різних порід. У глинах переважають частинки менше 0,01 мм. Глини відрізняються пластичністю, незначною водопроникністю і здатністю при змочуванні поглинати воду та розбухати, збільшуючись в об'ємі до 40-45%. Ущільнюючись, глини перетворюються в аргіліти — міцні гірські породи, що не розмокають у воді.

Більшість осадівих гірських порід має шарувату будову, що вказує на накопичення їх у водному середовищі.

Метаморфічні гірські породи виникають в результаті глибокої зміни різних осадівих і магматичних порід, що виявилися на глибині, під впливом високої температури, тиску, гарячих водних розчинів і газів. Найпоширенішими метаморфічними породами є гнейси. Вони утворюються при метаморфізмі як вивержених порід — гранітів, кислих ефузивів, так і осадівих. Склад гнейсів близький до гранітів. Гнейси дуже поширені серед докембрійських порід, що складають основу стародавніх платформ. Базальти, діабазы, мергелі при метаморфізмі перетворюються в амфіболіти, піски та пісковики — у кварцити, глина — у глинистий або кристалічний сланець. Вапняки та доломіт у результаті перекристалізації перетворюються на мрамур, кам'яне вугілля — в графіт. Вважають, що серед метаморфічних порід

найбільше гнейсів (65 % об'єму), амфіболітів (17 %), кристалічних сланців (15 %).

В процесі метаморфізму гірських порід утворюється різноманітні корисні копалини: залізні та поліметалічні руди, деякі коштовні камені, графіт, мармури, кварцит.

Абсолютний вік Землі, за сучасними уявленнями, приймається за 4,6 млрд. років.

Про події геологічного минулого в їх хронологічній послідовності дає уявлення єдина міжнародна геохронологічна шкала. Її основними підрозділами є **ери**: архейська, протерозойська, палеозойська, мезозойська та кайнозойська.

Найдавніший інтервал геологічного часу докембрійський, який охоплює архей і протерозой, — це майже 90 % всієї геологічної історії Землі. Докембрій відповідає криптозойському етапу (*від грец. kryptos — приховане, zoe — життя*), протягом якого сформувалися товщі порід, позбавлені явних залишків скелетної фауни. Криптозой протиставляється наступному етапу — фанерозою (*від грец. phaneros — явний*), охоплює 570 млн. років. У фанерозої виділена палеозойська («стародавнє життя») ера (від 570 до 225-230 млн. років тому), мезозойська («середнє життя») ера (від 225-230 до 65-67 млн. років тому) і кайнозойська («нове життя») ера (від 65-67 млн. років до наших днів). У кожній з цих ер виділяють менші тимчасові відрізки — періоди.

Основні планетарні структури Землі — материки, включаючи їх підводні околиці до глибини близько 2,5-3 км, і океани. Ці найголовніші структурні блоки земної кори знаходять вираз у сучасному рельєфі, утворюючи два основні висотні (гіпсометричні) ступені. Вони розрізняються за складом і умовами залягання гірських порід. У межах материків виділяють крупні структури — гірськоскладчасті пояси та платформи, які розрізняються за будовою земної кори та характером тектонічної активності.

Земну кору за будовою та потужністю поділяють на два основні типи — материкову і океанічну. Перша властива материкам (у геофізичному розумінні), друга — океанічним западинам (ложу океану).

Материкова (континентальна) земна кора складається з трьох шарів: осадового, найменш щільного, потужністю до 20 км, «гранітного» (гранітогнейсового) потужністю в середньому 10-20 км і «базальтового», найщільнішого, потужністю в середньому 15-20 км. Третій шар називають базальтовим умовно, тільки тому, що швидкості сейсмічних хвиль там рівні швидкостям у базальтах. Загальна потужність материкової земної кори складає 30-40 км на рівнинах, 60-75 км у гірських районах.

Океанічна земна кора переважно двошарова. Зверху залягає малопотужний, у середньому близько 1 км, шар рихлих морських осадів, який перекриває два основні шари з базальтових лав із підстилаючими прошарками ущільнених осадових порід потужністю 4-7 км. Гранітного шару між ними немає, на відміну від материкової кори. Другий шар складається з основних магматичних порід (переважно габро з підстилаючими ультраосновними породами — перидотитом, піроксенітом та ін.). Загальна потужність океанічної земної кори 5-10 км.

Таким чином, океанічна кора і за будовою, і за складом, і за потужністю, а також за віком (вона не старша 160-180 млн. років) істотно відрізняється від материкової.

Разом з цими двома основними типами земної кори, існує декілька варіантів кори перехідного типу. Так, *субконтинентальна* та *субокеанічна* кора спостерігається в перехідних зонах від підводних околиць материків до ложа океану. У серединно-океанічних хребтах, складених в основному базальтами, місцями уздовж їх осей у крупних розломах — рифтах (*від англ. rift — щілина*) на поверхню виступають породи верхньої мантії.

Впродовж геологічної історії Землі відбувалося ускладнення та нарощування потужності земної кори. На думку більшості геологів, еволюція йшла від первинно-океанічної базальтової кори до континентальної з граніто-гнейсовим шаром. Цей розвиток пов'язаний з особливими структурами — геосинкліналями (рухомими геосинклінальними поясами). В історії розвитку Землі, як у докембрії, так і у фанерозої, геосинкліналі неодноразово виникали, розвивалися і звичайно замикалися (відмирили). На їх місці підіймалися гірські споруди — **орогени**, які потім руйнувалися і перетворювалися на платформи.

Геосинкліналі — обширні, лінійно витягнуті, рухомі, сильно розчленовані ділянки земної кори, з різноманітними за інтенсивністю та спрямованістю тектонічними рухами, явищами магматизму, включаючи вулканізм і сильні землетруси. У розвитку геосинкліналей розрізняють два крупні етапи.

Перший етап (основний за тривалістю) характеризується розтягуванням і прогинанням земної кори та морським режимом (власне геосинклінальна стадія). При цьому в морських басейнах накопичується могутня (до 15-20 км) товща осадових і вулканічних гірських порід. Виверження лави, а також вклинення магми та застигання її на різних глибинах найбільш характерно для внутрішніх частин геосинкліналей (*евгеосинкліналей*). Тут же інтенсивніше проявляється метаморфізм, а згодом складчастість. На окраїнних частинах геосинкліналей (*міогеосинкліналях*) накопичуються переважно осадові товщі, магматизм ослаблений або навіть відсутній.

Другий етап розвитку геосинкліналей (менший за тривалістю) характеризується інтенсивними висхідними рухами. Новітні тектонічні гіпотези пов'язують їх із зближенням і зіткненням літосферних плит. Через бічний тиск відбувається енергійне зминання порід у складки. При цьому первинна тонка океанічна кора, завдяки різним деформаціям гірських порід, магматизму, метаморфізму, гранітизації та іншим процесам, перетворюється на складнішу по складу та будові, могутню та жорстку континентальну (материкову) земну кору. В результаті підняття території море відступає, спочатку утворюються архіпелаги островів, а потім складна *епігеосинклінальна* (*від грец. ері — після*) **складчаста гірська країна** (орогенна стадія).

Надалі впродовж десятків-сотень мільйонів років гори руйнуються, ділянка земної кори стає стійкою, нездатною до нового складкоутворення, на значній площі покривається чохлам осадових порід і перетворюється на якісно новий блок земної кори — платформу.

Платформи — обширні, найстійкіші, переважно рівнинні блоки земної кори. Звичайно вони мають неправильну багатокутну форму, обумовлену крупними розломами. Платформи мають двоярусну будову. Нижній їх ярус називають *фундаментом*. Його складають зім'яті в складки метаморфічні породи пронизані гранітними інтрузіями. Фундамент сформувався у геосинклінальний етап розвитку і є наслідком тих консолідованих складчастих споруд, які залишилися від епігеосинклінальних орогенів. Він, як правило, розбитий розломами на блоки. Верхній ярус — осадовий чохол складений переважно осадовими, місцями ефузивними породами пізнішого віку, як морськими, так і континентальними. Вони залягають більш менш горизонтально або у вигляді дуже пологих увігнутих (*синекліз*) й опуклих (*антекліз*) складок. Ділянки платформ, де фундамент занурений на глибину під осадовий чохол, називають плитами. Вони займають основну площу на платформах. Місця виходу кристалічного фундаменту на поверхню називають *щитами*. Виділяють стародавні та молоді платформи. Вони розрізняються перш за все за віком нижнього ярусу — складчастого фундаменту: у стародавніх платформ він утворився в докембрії, більше 1,5 млрд. років тому, у молодих — у палеозої та мезозої.

Земна кора, а разом із нею й інші оболонки Землі (атмосфера, гідросфера та біосфера) пройшли довгий і складний шлях розвитку впродовж 4,6 млрд років. Про події тривалого докембрійського етапу розвитку, тривалістю більше 4 млрд. років, відомо дуже мало. Згідно з В.Е. Хаїном, вже в ранньому археї на місці первинно-океанічної кори з'явилася протоконтинентальна кора (*від грец. protos — перший*) з гранітогнейсовими породами. Такі породи знайдені на півдні Гренландії, де вік їх приблизно 3,8-4,0 млрд. років. Вважається, що це були перші крупні острови суші, оскільки легша континентальна кора через закон ізостації повинна була займати підвищене положення. Протягом архею вони об'єднувалися, а потім розломами розділялися на блоки — протоплатформи, між якими в зонах розтягування виникали протогоосинклінали. Суша (протоплатформи) була областю розмиву та зносу відкладів, а протогоосинклінали — зонами опускання та накопичення вулканічних і осадових товщ.

Загальною тенденцією розвитку рельєфу протягом архею і раннього протерозою було розростання суші за рахунок замикання протогоосинкліналей, в яких відбувалася складчастість, метаморфізм і гранітизація товщ. Припускають, що у результаті виник єдиний обширний масив суші — Пангея I (*від грец. pan — все, ge — Земля*) з достатньо могутньою (до 30-35 км) континентальною корою. Цей масив потім розпався на «уламки» — стародавні платформи, або кратони (*від грец. kratos — сила, фортеця*). На Землі є дев'ять крупних стародавніх (дорифейських) платформ. Північно-Американська, Східно-Європейська, Сибірська і Китайська (Східно-Китайська та Південно-Китайська платформи розділялися лише вузькою геосинкліналю) платформи, які утворюють північний ряд; Південно-Американська, Африкано-Аравійська, Індійська, Австралійська і Антарктична — південний ряд. До початку мезозою платформи південного ряду були частиною єдиного суперконтиненту —

Гондвани. Всі стародавні платформи утворюють основу сучасних материків. У межах кожного з них відома стародавня платформа, яка звичайно займає більше половини площі материка. Тільки Євразія, найкрупніший з материків, є «багатоядерним» утворенням.

У кінці докембрію, в пізньопротерозойський (рифейський) етап (1,7-0,6 млрд. років тому) між платформами та по їх периферії заклались геосинклінальні пояси, які розвивалися протягом пізнього рифею та фанерозою: Арктичний, Північно-Атлантичний, Урало-Монгольський, Середземноморський (палео-Тетіс) і Тихоокеанський пояс (часто на його місці замість одного виділяють два — Західно-тихоокеанський і Східно-тихоокеанський) у вигляді кільця навколо Тихого океану. Чотири перші геосинклінальні пояси практично зникли до початку мезозою в результаті трьох крупних епох інтенсивного складкоутворення і горотворення.

Байкальська складчастість, що відбулася в кінці протерозою (рифей) — початку палеозою (кембрій), приблизно 1 000-550 млн. років тому, торкнулася краєвих частин геосинклінальних поясів (Східний Саян, Прибайкалля і Забайкалля та ін.) і частково внутрішньоплатформених областей (Бразилія, Аравія, Африка). В результаті до стародавніх платформ приєдналися ділянки байкальських складчастих споруд. На місці Сибірської платформи за рахунок південного обрамлення байкалід виник материк Ангарида.

Каледонська складчастість проявилася в ранньому палеозої, в основному в ордовіку-силурі, 550-400 млн. років тому, в Північно-Атлантичному геосинклінальному поясі (Північні Аппалачі, Великобританія, Скандинавія та ін.); в Урало-Монгольському геосинклінальному поясі (Алтає-Саянська область, Кузнецький Алатау, Тува, Західний Казахстан, Центральна Монголія, Центральне Забайкалля та ін.), частково в Середземноморському геосинклінальному поясі та по периферії Тихоокеанського поясу (Південно-східний Китай, Південно-східна Австралія). В результаті каледонської складчастості Північно-Американська платформа з'єдналася з Східно-Європейською в єдиний материк — Лаврусію (Північно-Атлантичний материк) й істотно скоротився у розмірах Урало-монгольський пояс. Ангарида за рахунок приєднання до неї каледонід збільшилась у розмірах.

Герцинська складчастість, що відбулась у пізньому палеозої, в основному в карбоні-пермі, 350-200 млн. років тому, охопила величезні простори на Землі. Майже повністю закрилися геосинклінальні пояси: Арктичний (Канадський Арктичний архіпелаг); Урало-монгольський (Урал, Західний Сибір, Тянь-Шань, східний Казахстан і Західний Алтай, Монголія, Північний Китай і т.д.); Північно-Атлантичний пояс (Південні Аппалачі, прибережна частина Приатлантичної та Примексиканської низовини); Середземноморський пояс (Центральна, т.з. герцинська Європа, Піренейський півострів, південь Східноєвропейської рівнини, Туранська рівнина), в Центральній Азії — Куньлунь, хребет Циньлінь, який «спаяв» Східно-Китайську та Південно-Китайську платформи в одну.

У Тихоокеанському геосинклінальному поясі герцинська складчастість проявилася в Австралії — Центральний Вододільний хребет. На півдні Африки до герцинід відносяться Капські гори, на півночі — Атлас.

Таким чином, протягом палеозою на місці чотирьох геосинклінальних поясів виникли епігеосинклінальні складчасті гірські споруди, що збільшили площу континентів на Землі. До кінця палеозою на місці каледонід, а потім герцинід з'явилися перші молоді платформи. За рахунок злиття Лаврусії з Ангаридою і єдиною Китайською платформою утворилася Лавразія — антипод Гондвани. На короткий час у самому кінці палеозою — початку мезозою суперконтиненти Гондвана та Лавразія в районі сучасного Західного Середземномор'я навіть об'єднувалися в гігантський суперконтинент — Пангея II (на відміну від рифейського суперконтиненту Пангея I).

До початку мезозою на Землі був один океан — Палео-Тихий, по околицях якого розміщувалися Західно-тихоокеанський і Східно-тихоокеанський геосинклінальні пояси.

Мезозойська складчастість проявилася 150-50 млн. років тому, в основному саме в цих поясах на Північному Сході Азії, в хребті Сіхоте-Алінь, на півострові Індокитай і в Кордильєрах Північної Америки (за винятком Берегових хребтів).

На початку мезозою (тріас) почався розпад Пангеї II у зв'язку з утворенням нового геосинклінального поясу — океану Тетіса, який простягнувся в широтному напрямі від Центральної Америки через Середземне море та Гімалаї до Індокитаю й Індонезії (на південь від палеозойського палео-Тетісу). У мезозої остаточно відбувся розпад Гондвани, обумовлений розкриттям нових океанів — Індійського та Атлантичного (спочатку його південної половини, потім північної). У результаті Північна Америка відділилася від Євразії.

Таким чином, з початку мезозою почався важливий етап розвитку структури земної кори — етап становлення сучасних океанів і відособлення сучасних континентів. За пропозицією академіка І.П. Герасимова, мезозойсько-кайнозойський етап виділяють як особливий геоморфологічний етап розвитку Землі (230-235 млн. років).

В цей час, у мезозої, на місці зруйнованих палеозойських складчастих структур, на материках продовжували формуватися молоді платформи на гетерогенній (*від грец. heteros — різний*) складчастій основі з осадовим чохлам мезозойського, а надалі кайнозойського віку, тобто епіпалеозойські платформи. Найбільша серед них — Західно-Сибірська платформа-плита. З кінця мезозою і пізніше мезозойські складчасті структури піддалися денудації.

В результаті суша до початку олігоцену (37 млн. років тому) характеризувалася більш менш вирівняним рельєфом, за винятком невисоких гір в основному в областях мезозойської складчастості. Сучасних гірських систем ще не існувало. Зберігалися три геосинклінальних пояси — на місці океану Тетіс і два навколо Тихого океану.

У кайнозої почався якісно новий етап у розвитку земної кори та Землі в цілому, який одержав назву неотектонічного етапу. Тектонічні рухи цього етапу називаються новітніми.

Неотектонічний етап — це час останньої на Землі альпійської (кайнозойської) епохи складчастості, яка досягла кульмінації в кінці неогену — початку антропогену (останні 5 млн. років). Вона охопила океан Тетис, тобто Альпійсько-Гімалайський геосинклінальний пояс (Альпи, Піренеї, Апенніни, Карпати, Кавказ, Гіндукуш, Західний Памір, Гімалаї та інші гори), Східно-тихоокеанський геосинклінальний пояс (Анди, Берегові Кордильєри) і Західно-тихоокеанський геосинклінальний пояс (Камчатка, Сахалін та ін.). У результаті складчастості й підняття східна частина Тетіса (на території Азії) перестала існувати, а на її місці виникли молоді епігеосинклінальні гори із земною корою материкового типу. Сучасні гіпотези пояснюють це зіткненням континентальних мас частин Гондвани та Євразії. Це зіткнення привело до стиснення та скупчення осадових і вулканічних товщ океану Тетис, особливо проти Аравійського виступу та Індостанського блоку Гондвани, і до утворення високих гір від Кавказу до Гімалаїв.

У неотектонічний етап почалася тектонічна активізація платформ, посилене підняття континентів, зростання всіх нині існуючих гірських споруд. Під впливом імпульсів з боку океану Тетис і Тихого океану величезний район Центральної і Східної Азії виявився залученим у вторинний, епіплатформенний орогенез резонансного типу. Це було повторне горотворення не складчастого, а брилового характеру. Подібний процес певною мірою охопив й інші континенти.

У неотектонічний етап відбулося закладання на платформах молодих континентальних рифтових систем, відмінних підвищеною рухливістю, високою сейсмічністю та вулканізмом. Всі вони мають велику протяжність при невеликій ширині: Східно-африканська рифтова система, що з'єднується з рифтом Червоного моря й Аденської затоки, Байкальська рифтова система, Рейнський грабен з високими бортами, що одержали назву гір Вогези та Шварцвальд і т.д. У ряді випадків континентальні рифти є продовженням рифтів серединно-океанічних хребтів — район Аденської затоки, Каліфорнійської затоки та ін.

Нарешті, неотектонічний етап — це час активної перебудови структурного плану дна океанів, виникнення сучасної системи серединно-океанічних хребтів, що розвиваються з мезозою, і глибоководних жолобів.

Таким чином, неотектонічний етап — це період формування сучасної конфігурації материків і океанів, гірських систем і рівнин — на суші, серединно-океанічних хребтів і западин — на дні Океану, тобто сучасного вигляду Землі.

Короткий екскурс у геологічну історію Землі свідчить, що впродовж всього періоду її існування протягом більше 4 млрд. років відбувався процес перетворення океанічної земної кори геосинклінальних поясів у континентальну кору складчастих поясів, а потім платформ.

В.Е. Хаїн вважає, що історія утворення континентальної земної кори — процес незворотній, оскільки вона плавуча. Утворення континентальної кори — двоступеневий процес: спочатку відбувається утворення океанічної кори за рахунок плавлення астеносфери; потім, завдяки накопиченню осадів, вулканітів, їх скупченню, метаморфізму і, нарешті, гранітизації утворюється кора континентального типу. Основна маса континентальної кори утворилась у докембрії, коли теплова активність Землі була вищою. Потім відбувалися лише спалахи тектонічної активності, які приводили до збільшення площі континентальної земної кори за рахунок утворення нових складчастих поясів на місці геосинклінальних і їх приєднання до існуючих масивів суші.

Уявлення про механізм формування структур земної кори. З цього питання існують дві групи тектонічних гіпотез: фіксизму (від лат. *fixus* — незмінний) і мобілізму (від лат. *mobilism* — рухомий). Фіксисти виходять з уявлень про непорушність (фіксованість) положення континентів на поверхні Землі з часу їх утворення і про вирішальну роль вертикальних рухів у тектонічних деформаціях пластів земної кори. Значні переміщення блоків земної кори у горизонтальному напрямку ними виключаються. Фіксизм був провідним напрямом у тектоніці до 60-х рр. ХХ ст.

Ідеї мобілізму зародилися давно, в ХVІІІ ст., коли була привернута увага на схожість контурів берегової лінії материків по обидві сторони Атлантичного океану. Якнайповніше гіпотеза дрейфу (переміщення) материків була сформульована німецьким ученим А. Вегенером у 1912 р. Але його уявлення не були прийняті науковою громадськістю.

Ідеї мобілізму відродилися в 60-х рр. ХХ ст. на підставі нових фактів про будову земної кори та рельєф дна океану, одержаних геофізиками та геологами (неомобілізм). До цього часу було підтверджене існування астеносфери, відкриті світова система серединно-океанічних хребтів і протяжні системи глибоководних жолобів по периферії океанів, знайдена система сейсмічних зон, знайдені поперечні до серединно-океанічних хребтів трансформні розломи, уздовж яких відбуваються горизонтальні переміщення сегментів цих хребтів, одержані палеомагнітні докази дрейфу океанічних плит, знайдені залишки флори та фауни, які укріпили уявлення про минулу єдність Гондвани.

Ця концепція допускає існування конвекційних потоків у мантії Землі та пояснює дрейф літосферних плит по пластичній астеносфері. Концепція тектоніки літосферних плит одержала назву нової глобальної тектоніки. На теперішній час вона є найбільш обґрунтованою концепцією про механізм формування земної кори та розвиток Землі.

Згідно уявленням неомобілістів, літосфера розбита на плити, розділені рухомими поясами, до яких приурочена сейсмічна та магматична активність. Самі плити складаються з твердої надастеносферної мантії, увінчаної материковою і океанічною корою. Найбільших літосферних плит сім: Північно-Американська, Південно-Американська, Євразійська, Африканська, Індо-Австралійська, Антарктична — всі вони об'єднують континенти та примикаючі до них ділянки океанів, і лише найкрупніша Тихоокеанська плита є океанічною.

У центральних частинах океанів межами літосферних плит є серединно-океанічні рухомі пояси — вулканічні хребти з рифтами уздовж їх осей. По периферії океанів, у перехідних зонах між континентами та ложем океану — геосинклінальні рухомі пояси окраїнно-континентального типу з вулканічними острівними дугами та глибоководними жолобами вздовж їх зовнішніх околиць.

Із позицій неомобілістів, уздовж серединно-океанічних поясів відбувається розтягування земної кори, утворення рифтів і розсовування плит від них у сторони — це зона **спредингу**. З рифтів виливаються базальти, формується нова океанічна кора та нарощуються літосферні плити. Ложе океану, будучи свого роду конвеєром, переміщується по шару астеносфери від рифтів у бік жолобів, потовщуючись за рахунок осадів і старіючи у міру віддалення від них. У глибоководних жолобах літосферна плита з важчою океанічною базальтовою корою підсовується під кутом 30-60° під острівні дуги та материкові околиці на глибину 600-700 км і занурюється в астеносферу — це зона **субдукції**. При цьому океанічна плита чинить тиск на могутню товщу осадів на внутрішніх схилах жолобів, зминає їх у складки та викликає утворення острівних складчастих хребтів у вигляді дуг. Субдукція супроводжується переплавленням плити літосфери, що занурюється, землетрусами і вулканізмом, завдяки якому складки острівних дуг надбудовуються вулканічними спорудами. Тому до зон субдукції по периферії Тихого океану приурочене відоме «вогняне кільце».

Західно-тихоокеанський пояс у перехідній зоні між підводною околицею материка Євразія і ложем Тихого океану є яскравим прикладом сучасного «живого» геосинклінального поясу. Для його рельєфу характерне чергування глибоководних морських басейнів і острівних дуг, великий розмах висот (до 15 км), різка зміна будови та потужності земної кори. Продовженням геосинклінального поясу на півночі Тихого океану є зона Алеутської острівної дуги та глибоководного Алеутського жолоба. В Атлантичному океані геосинклінальним умовам відповідає район Карибського моря з Великими та Малими Антильськими островами та сусідніми жолобами.

Особливим типом рухомих поясів є зона зближення континентальних плит на місці колишнього океану Тетіс — міжконтинентальний Альпійсько-гімалайський пояс. Це зона зіткнення континентальних мас Євразійської плити з Аравійською — на заході і з Індо-австралійською — на сході. На території Азії від Каспію до Індокитаю цей пояс знаходиться в постгеосинклінальній (орогенній) стадії розвитку. Це високі гори Ельбурс-Гіндукуш-Західний Памір-Гімалаї з корою материкового типу, які зберігають активність. На заході цього поясу, разом з гірськими спорудами з корою материкового типу (Альпи, Апенніни, Кавказ та ін.), ще збереглися реліктові морські западини з субокеанічним типом земної кори (Середземне та Чорне моря). Тут часті землетруси та спостерігається вулканізм (діючий вулкан Етна).

На території Азії до епігеосинклінального орогенного поясу з півночі примикає епіплатформений орогенний пояс від Тянь-Шаню до узбережжя Тихого океану. Гори в межах цього поясу (Тянь-Шань, Алтай, Саяни, Куньлунь та ін.) виникли знов після тривалого панування платформеного режиму.

Такі основні уявлення про механізм і час формування тектонічних структур земної кори.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Що таке земна кора? Чим відрізняються утворюючі її мінерали від гірських порід? Перерахуйте основні генетичні групи гірських порід і назвіть найбільш поширені серед них породи.

2. Які основні гірські породи складають земну кору материкового й океанічного типів? Покажіть межу між ними на фізичній або тектонічній картах світу.

3. Назвіть основні структурні елементи земної кори й етапи їх еволюції.

4. Що таке літосфера та в чому її відмінність від земної кори? За яким принципом виділяються літосферні плити. Яка їх роль у формуванні основних рис сучасного рельєфу Землі?

5. Що таке неотектонічний етап у розвитку Землі та які основні події цього періоду?

РЕЛЬЄФ І РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ

1. Поняття про рельєф.

2. Внутрішні (ендогенні) процеси та їх рельєфоутворююча роль.

3. Зовнішні (екзогенні) процеси та їх рельєфоутворююча роль.

Рельєф — сукупність нерівностей земної поверхні різних розмірів. Їх називають формами рельєфу. Вивчення форм рельєфу немислиме без знання їх внутрішньої будови. Науку про будову, походження, історію розвитку та сучасну динаміку рельєфу земної поверхні називають **геоморфологією** (від грец. *ge* — Земля; *morphe* — форма).

Рельєф служить прикордонною поверхнею розділу і взаємодії літосфери, з одного боку, і зовнішніх оболонок (атмосфери, гідросфери та біосфери) — з іншої. Тому він сформувався в результаті взаємодії внутрішніх (ендогенних) і зовнішніх (екзогенних) процесів.

Форми рельєфу розрізняються по різних ознаках. За розміром виділяють: планетарні форми, мега-, макро-, мезо-, мікро- і наноформи рельєфу.

Планетарні форми займають площі величиною в мільйони квадратних кілометрів. До них відносяться: материки (у геофізичному значенні), ложе Океану, серединні океанічні хребти та перехідні зони від материків до ложа океану. Всі вони розрізняються будовою земної кори. Це служить серйозною підставою для виділення перерахованих форм у планетарні.

Мегаформи займають площі в сотні-десятки тисяч квадратних кілометрів. Це гірські пояси (Кавказ), плоскогір'я (Середньосибірське), рівнини (Західно-Сибірська) в межах материків, улоговини та підняття на ложі океанів і т.д.

Макроформи — частини мегаформ: окремі хребти та міжгірські западини — в горах, низовини — на рівнинах тощо.

Мезоформи — яри, балки, моренні горби, бархани та ін.

Мікроформи — карстові лійки, прируслові вали на заплаві та ін.

Наноформи — купини, ерозійні борозни, піщані брижі на барханах.

Планетарні та крупні форми рельєфу утворилися за рахунок внутрішніх сил Землі. Середні — мезоформи та дрібні форми — зобов'язані дії екзогенних процесів: роботі поверхневих текучих вод, розчинювальної діяльності води, льодовиків, вітру та ін. До екзогенних процесів відноситься і різноманітна, всезростаюча господарська діяльність людини.

В основі внутрішніх і зовнішніх процесів лежать різні джерела енергії. Як вже зазначалося, джерелом внутрішніх процесів служить енергія, що утворюється в надрах Землі за рахунок гравітаційної диференціації речовин і радіоактивного розпаду. Джерело енергії зовнішніх процесів — сонячна радіація, перетворювана на Землі в енергію руху води, вітру, льоду та ін. При всій складності та різноманітності цих процесів слід неодмінно враховувати, що вони протікають в умовах гравітаційного поля Землі.

Значення рельєфоутворюючих процесів настільки велике, що на підставі їх вивчення побудовані всі генетичні класифікації рельєфу. Створити єдину генетичну класифікацію форм рельєфу дуже складно. Це пов'язано з різноманітністю процесів рельєфоутворення і з тим, що форми рельєфу мають різну величину та різний вік. З безлічі генетичних класифікацій рельєфу найбільшим визнанням користується класифікація І.П. Герасимова та Ю.А. Мещерякова.

Згідно принципів цих учених, всі форми земної поверхні поділяються на три категорії, що розрізняються за порядком величини та походженням із урахуванням віку рельєфу (початку його формування).

Геотектури — найкрупніші форми рельєфу Землі, обумовлені планетарними геофізичними та космічними процесами. До геотектур першого порядку відносяться всі планетарні форми рельєфу. До геотектур другого порядку відносяться найбільші мегаформи — гірські системи і рівнинно-платформені області. Їх формування почалося на рубежі палеозою та мезозою і співпадає з геоморфологічним етапом розвитку Землі.

Морфоструктури — крупні форми рельєфу: мегаформи та макроформи, які виникли в результаті взаємодії ендегенних і екзогенних процесів при провідній, активній ролі внутрішніх процесів — тектонічних рухів. Це окремі хребти, плато, височини та ін. Їх формування відповідає неотектонічному етапу розвитку Землі.

Морфоскульптури — це порівняльно дрібні форми рельєфу, зобов'язані своїм походженням перш за все екзогенним процесам, які тісно пов'язані з кліматичними умовами. Вік морфоскульптур переважно обмежений рамками четвертинного періоду.

У генетичному відношенні (не по величині!) геотектури та морфоструктури характеризуються відносною спільністю й об'єднуються в категорію морфотектонічного рельєфу, тобто рельєфу, обумовленого активною роллю ендегенного чинника. Морфотектонічний рельєф можна протиставляти морфоскульптурному (морфокліматичному) рельєфу, що виник в основному під впливом екзогенних процесів, які підлягають закону кліматичної зональності.

Форми рельєфу розрізняють і за іншими ознаками: замкнуті (горб) і відкриті (яр); опуклі (бархан) і ввігнуті (лійка).

Поєднання форм рельєфу, схожих за зовнішнім виглядом, внутрішньою будовою та походженням, що закономірно повторюються на певній території, утворюють морфогенетичні типи рельєфу (наприклад, горбисті моренні рівнини, увалисті долинно-балочні ерозійні рівнини, плоскі зандрові рівнини та ін.).

Розігрівання і подальше охолодження речовини в надрах Землі неминуче супроводжується зміною його об'єму та виникаючою в зв'язку з цим напругою. Це приводить до різних переміщень земної кори та літосфери в цілому, які називають **тектонічними рухами**. З ними пов'язані порушення в умовах залягання пластів гірських порід і формування основних рис сучасного рельєфу Землі.

Тектонічні рухи характеризуються різною спрямованістю та інтенсивністю у часі та просторі. За напрямом щодо поверхні Землі виділяють вертикальні та горизонтальні рухи, за спрямованістю — оборотні (коливальні) та необоротні, за швидкістю прояву — швидкі (землетруси) та повільні (вікові), за часом прояву — рухи віддаленого геологічного минулого, новітні (олігоцен-четвертинні) та сучасні. Всі типи геотектонічних рухів взаємозв'язані. Так, розділення тектонічних рухів на вертикальні та горизонтальні багато в чому умовне. В природі, як правило, здійснюється перехід горизонтальних рухів у вертикальні та навпаки, оскільки один тип рухів породжує інший: горизонтальне розтягування приводить до опускання, горизонтальне стиснення — до того, що породи зминаються в складки та підіймаються.

Довгий час, у зв'язку з пануванням у геології фіксистських поглядів, головну роль в утворенні рельєфу відводили вертикальним рухам. Вертикальні рухи вищого порядку лежать в основі формування планетарних форм рельєфу земної поверхні. Вони обумовлюють морські трансгресії та регресії і тим самим контролюють площі суші та океанів і їх конфігурацію. Вертикальні рухи на платформах утворюють синеклізи й антеклізи, які у разі успадкованого характеру цих рухів у новітній час знаходять пряме віддзеркалення у рельєфі у вигляді низовин і височин (Прикаспійська низовина відповідає Прикаспійській синеклізі, Середньоруська височина в основному відповідає Воронезькій антеклізі).

З розвитком ідей мобілізму зросло зацікавлення до горизонтальних рухів. Неомобілісти вважають горизонтальні рухи ведучими у формуванні найбільших форм рельєфу. Так, із континентальними рифтами та горизонтальними переміщеннями блоків літосфери в сторони, на їх думку, пов'язане розкриття океанів і пересування материків, а відповідно — зміна їх площ і контурів. Молодим гігантським грабеном (рифтом) — майбутнім океаном вважається западина Червоного моря, борти якого зміщуються на декілька міліметрів у рік від осьової зони в різні боки. Зіткненням континентальних плит пояснюється утворення могутніх міжконтинентальних епігеосинклінальних гірських ланцюгів (Альпи, Кавказ, Гімалаї).

На вертикальні та горизонтальні тектонічні рухи земна кора реагує деформаціями пластів гірських порід, що призводять до двох типів дислокацій: **складчастих** — вигинам шарів без порушення їх цілісності та **розривних**, уздовж яких, як правило, відбувається переміщення блоків кори у вертикальному та горизонтальному напрямках. Обидва види дислокацій властиві рухомим поясам Землі, де утворюються гори. Тому тектонічні рухи, що приводять до порушення первинного горизонтального залягання порід, тобто до формування дислокацій, називають орогенічними, тобто утворюючими гори. Складчасті та розривні дислокації знаходять прояв у рельєфі.

Складчасті дислокації яскраво виражені в геосинкліналях і практично відсутні в чохлі платформ. Порівняно прості опуклі складки (антиклінали) в ідеальному випадку утворюють невисокі складчасті хребти (Терський, Сунженський хребти на Північному Кавказі), а увігнуті складки (синклінали) — міжгірні та передгірні долини.

Крупніші та складніші за внутрішньою будовою опуклі складки виражені в рельєфі високими хребтами, а увігнуті складки — крупними глибокими міжгірними западинами. Проте, як правило, вони мають складнішу складко-розривну структуру, наприклад, Головний хребет, Бічний хребет Кавказу.

Ще складніша тектонічна структура у гірських країн (Кавказ, Альпи та ін.). Утворення епігеосинклінальних гірських країн супроводжується крупними підняттями великого радіусу. Вони викликані збільшенням потужності земної кори, яка легша океанічної і через закон ізостазії володіє плавучістю.

Розривні дислокації мають місце не тільки в межах складчастих поясів, але й на платформах, як на суші, так і на дні Світового океану. Оскільки вони супроводжуються вертикальними та горизонтальними переміщеннями блоків земної кори, то є могутнім чинником рельєфоутворення.

Найбільшими формами рельєфу Землі, обумовленими розривною тектонікою, є **рифти** — глибокі вузькі западини, обмежені зонами розломів. Вони утворюються при розтягуванні земної кори за рахунок просідання осьових частин крупного хвилеподібного здуття, що сформувалося, у свою чергу, під впливом висхідних мантийних потоків. Їм властиве зменшення потужності земної кори та літосфери в цілому, висока сейсмічність, вулканічна активність, високий тепловий потік. Рифти є як на дні океанів, так і на материках (Східно-Африканська та Байкальська рифтові системи і т.д.).

При вертикальному зсуві декількох блоків земної кори уздовж розломів вгору-вниз на піднятих ділянках — **горстах** — утворюються гори брили, на опущених ділянках — **грабенах** — улоговини. Глибокі грабени зайняті озерами.

Якщо блок земної кори обмежений розривом з одного боку і при цьому піднятий, утворюється асиметрична форма рельєфу з одним крутим схилом, іншим — пологим, поверхня якого може співпадати з нахилом пластів (монокліналь). Такі форми рельєфу називають **куестами** (*від ісп. cuesta — схил гори, узгір'я*). Наприклад, три куести Північного Кавказу: Лісистий хребет (заввишки менше 1 км), Пасовищний (1,5 км) і Скелястий (більше 3 км) або дві куести Криму: Внутрішня гряда (до 700 м) і Зовнішня гряда (до 300 м). Куести

можуть бути і на рівнинах з похилим заляганням порід осадового чохла (Лондонський і Паризький басейни). Важливу роль при утворенні куєстових гряд і хребтів виконує різний склад, густина та тріщинуватість порід. Щільні породи (вапняки) є бронюючими пластами, а глини, піски — менш стійкими. В утворенні куєстових гряд велика роль ерозійної роботи річок.

Розломи нерідко визначають контури берегової лінії материків на платформах — скидовий тип узбережжя (Кольський півострів, береги Гондванських материків).

Уздовж розломів, що є зонами підвищеної тріщинуватості порід, як в горах, так і на рівнинах майже завжди закладаються річкові долини. Цьому сприяє також концентрація в них поверхневих і підземних вод. Складчасті та розривні дислокації пластів супроводжуються, особливо в горах, глибинним (*інтрузивним*) і поверхневим (*ефузивним*) магматизмом і землетрусами, які теж відображаються на рельєфі.

Інтрузивні тіла бувають різної форми та величини. Крупні інтрузії — **батоліти**, що мають видовжену форму, простягаються на сотні кілометрів (Чилійський батоліт в Андах понад 1 300 км, батоліт у Кордильєрах Канади більше 2 000 км), мають ширину до 100 км і досягають потужності до 10 км. Батоліти викликають порушення в заляганні порід, що їх перекривають. Ці порушення можуть носити як складчастий, так і розривний характер. Батоліти, складені гранітами, утворюють центральні підняття багатьох гірських складчастих областей. У результаті подальшої денудації вони нерідко виявляються на поверхні, складаючи масивні важкодоступні осьові хребти гір (Сьєрра-Невада, Береговий хребет у Канаді).

Інтрузії у вигляді **лаколітів** куполовидної або хлібиноподібної форми надають таку ж форму перекриваючим їх породам і утворюють групи або одиночні гори. Наприклад, гори Залізна, Машук, Бештау та інші в районі П'ятигорська на Північному Кавказі, гора Аю-Даг у Криму.

Пластові інтрузії виражаються в рельєфі у вигляді східць. Відпрепаровані (напівглибинні) інтрузії та базальтові ефузиви у вигляді величезних покривів (трапів) широко поширені на плато та плоскогір'ях в межах стародавніх платформ (плато Декан, Середньосибірське плоскогір'я).

Своєрідний рельєф утворює ефузивний магматизм, або вулканізм. Залежно від характеру вивідних отворів розрізняють площинні, лінійні та центральні виверження. Площинні та лінійні виверження переважали в геологічному минулому. Вони утворили обширні лавові плато та нагір'я (Колумбійське плато, Мексиканське й Ефіопське нагір'я та ін.). У історичний час значні виливи лав відбувалися в Ісландії, на Гавайських островах, характерними вони є і для серединно-океанічних хребтів.

У сучасну геологічну епоху на континентах найбільш поширені виверження центрального типу, коли магма підіймається по вузькому каналу, що виникає звично на перетині розломів. При цьому утворюються конусовидні або щитовидні гори — вулкани з лійкоподібним розширенням вгорі, званім **кратером**. Форма вулканів залежить від складу магми, в'язкості та швидкості її застигання. Більшість вулканів складається з рихлих продуктів вивержень, що

перешаровуються із застиглою лавою. Такі Ключевська сопка, Фудзіяма, Ельбрус, Арарат, Везувій, Кракатау, Чімборасо та інші вулкани.

У багатьох згаслих вулканів є крупні циркоподібні западини з крутими стінками та рівним дном, звані **кальдерами**. Вони утворюються внаслідок провалу вершини вулкану при швидкому спустошенні вулканічної камери. Однією з найбільших є кальдера Нгоронгоро на захід від гори Кіліманджаро, в Танзанії. Вона являє собою величезну чашу, площею 264 км². Діаметр днища 14,5 км, глибина від 610 до 762 м. Кальдера є центром унікального національного парку Серенгеті з тисячами диких тварин. Його називають Африканським ковчегом, «живим музеєм», зоопарком.

Більше всього діючих вулканів розташовано серед молодих гір кайнозойської складчастості. Багато їх і вздовж крупних розломів у тектонічно рухомих областях, зокрема на дні океанів уздовж осей серединно-океанічних хребтів і глибоководних жолобів. Уздовж узбережжя Тихого океану розташовується основна зона вулканів, де більше 370 діючих вулканів (схід Камчатки, Курили та інші острови, прибережні хребти Північної і Південної Америки). Для місць згасання вулканічної діяльності (наприклад Єллоустоунський національний парк у США) характерні гарячі джерела, зокрема періодично фонтануючі — **гейзери**, викиди газів з кратерів і тріщин, грязьові вулкани, які свідчать про активні процеси в глибині надр.

До ендегенних процесів відносять також **землетруси** — раптові підземні удари, струси та зсуви пластів і блоків земної кори по вертикалі та горизонталі. Осередки землетрусів приурочені до зон розломів. У більшості випадків центри землетрусів, тобто **гіпоцентри**, знаходяться на глибині перших десятків кілометрів у земній корі. Проте іноді вони розташовуються у верхній мантії на глибині до 600-700 км, наприклад, уздовж узбережжя Тихого океану, в Карибському морі й інших районах. Найбільші руйнування спостерігаються в **епіцентрах** землетрусів, розташованому над гіпоцентром. Інтенсивність землетрусів оцінюється за дванадцятибальною шкалою на підставі деформації шарів Землі та ступеня пошкодження будівель. Щорічно на Землі реєструються сотні тисяч землетрусів. При катастрофічних землетрусах у лічені секунди змінюється рельєф, у горах відбуваються обвали, руйнуються міста, гинуть люди. Землетруси на узбережжі та дні океанів викликають хвилі — **цунамі**. Виверження вулканів теж супроводжуються землетрусами, які носять обмежений характер.

В цілому ендегенні процеси створюють основні крупні форми рельєфу як на суші, так і на дні океану, і контролюють характер та інтенсивність екзогенних процесів.

На рельєф земної поверхні, крім внутрішніх процесів, одночасно роблять вплив різні зовнішні процеси. Роль екзогенних процесів у рельєфоутворенні величезна і співмірна з роллю ендегенних процесів, оскільки швидкість тектонічних рухів та інтенсивність руйнування вимірюється величинами одного і того ж порядку. Якщо уявити собі гору заввишки 1000 м і допустити, що руйнування її і знос за рік складає 1 мм, то всього за 1 млн. років гора буде повністю знищена. Адже цей проміжок часу менше чвертинного періоду!

Складний і різноманітний рельєф на Землі — це завжди результат сумісних дій внутрішніх і зовнішніх процесів. Напрями ендегенних і екзогенних процесів протилежні, вони вічні «антагоністи». Внутрішні процеси створюють всі основні нерівності на земній поверхні. Екзогенні процеси, накладаючись на них, прагнуть їх знищити, створюючи руйнування опуклих форм і накопичення матеріалу в увігнутих формах. Тому діяльність зовнішніх сил направлена в цілому на вирівнювання (планацію) поверхні.

Діяльність будь-якого зовнішнього чинника складається з процесів **денудації**, тобто руйнування і зносу, та **аккумуляції**, тобто відкладення матеріалу в пониженнях. Денудація буває лінійна та площинна. Лінійну денудацію, у свою чергу, поділяють на глибинну та бічну. Глибинна денудація збільшує густину та глибину розчленування місцевості та підсилює контрастність рельєфу. Бічна денудація супроводжується розширенням негативних форм і пом'якшує рельєф. Площинна денудація розповсюджується по всій поверхні, не розчленовує, а, навпаки, повсюдно згладжує її.

Головна рушійна сила денудації — це сила тяжіння, тобто гравітаційна сила, яка орієнтована вниз по схилу. Оскільки поверхні ($>2^\circ$) схилів домінують на поверхні суші (80 %), то схиловим процесам у геоморфології надається велика увага. Схили бувають: різної крутизни (від дуже пологих — $2-4^\circ$ до дуже крутих — більш 35°); різної довжини; різної форми (прямі, опуклі, увігнуті, ступінчасті); різного походження (ендегенні й екзогенні). Від особливостей схилів залежать характер та інтенсивність процесів, що протікають на них. Особливо інтенсивно протікають різні процеси на схилах у горах (обвальні, осипні, лавинні, ерозійні). Вони ведуть до видалення продуктів вивітрювання з верхньо-середніх частин схилів і накопичення їх біля підніжжя схилів у вигляді могутніх шлейфів і в міжгірних западинах. У результаті створюються різні денудаційні та аккумулятивні схили.

Екзогенні процеси, згладжуючи та знищуючи крупні нерівності земної поверхні, в той же час формують новий рельєф меншого розміру — морфоскульптуру як денудаційну, так і аккумулятивну.

Утворенню морфоскульптур передують **вивітрювання** — сукупність процесів фізичного руйнування і хімічного перетворення гірських порід і мінералів на земній поверхні.

Фізичне вивітрювання — механічне подрібнення гірських порід і мінералів під впливом різкого коливання температур. Температурне вивітрювання буває інсоляційним і морозним. Якщо амплітуда температури протягом доби велика, але температура позитивна, вивітрювання називають інсоляційним (у Сахарі). Якщо температура протягом доби переходить через 0°C , вночі вода в тріщинах порід замерзає і, збільшуючись в об'ємі, руйнує породу, вивітрювання називають морозним (у Східному Сибіру).

Хімічне вивітрювання супроводжується зміною хімічного складу гірських порід під впливом лугів, солей, кислот, газів, що містяться у воді та повітрі. При хімічному вивітрюванні утворюються нові (гіпергенні) мінерали, стійкі в умовах земної поверхні. Такий процес характерний для жаркого вологого клімату.

Органічне вивітрювання. У вивітрюванні гірських порід беруть участь і живі організми. В результаті вивітрювання гірських порід утворюються рихлі відкладення, зручні для переміщення водою, льодом, вітром і т.д.

Різноманіття екзогенних рельєфоутворюючих процесів і утворених у результаті їх денудаційних та акумулятивних форм рельєфу можна об'єднати в наступні основні типи рельєфу:

- 1) Діяльність поверхневих текучих вод (річок і тимчасових водотоків) — флювіальний рельєф.
- 2) Діяльність підземних вод — карстовий, суффозійний і обвальної рельєф.
- 3) Діяльність льодовиків і талих льодовикових вод — льодовиковий (гляціальний) і водно-льодовиковий рельєф.
- 4) Зміни під впливом різних процесів у породах багаторічної мерзлоти — кріогенний рельєф.
- 5) Діяльність вітру — еоловий рельєф.
- 6) Діяльність берегових морських процесів — рельєф морських берегів.
- 7) Діяльність живих організмів (рослин і тварин — біогенний рельєф.
- 8) Діяльність людини — антропогенний рельєф.

Питання і завдання для самоконтролю

1. У чому полягають відмінності понять «форма рельєфу» і «тип рельєфу»? Наведіть приклади.
2. Дайте характеристику внутрішніх рельєфоутворюючих процесів та їх ролі у формуванні крупних форм рельєфу Землі. Наведіть приклади.
3. Охарактеризуйте зовнішні рельєфоутворюючі процеси та їх роль у формуванні дрібних форм рельєфу Землі. Наведіть приклади.
4. Дайте генетичну класифікацію морфоскульптур і поясніть кліматичну обумовленість їх розміщення. Наведіть приклади.

МОРФОТЕКТОНІЧНИЙ РЕЛЬЄФ СУШІ

1. Гори.
2. Рівнини.

Гори (гірські країни) — це обширні, високо підняті над навколишньою місцевістю, сильно і глибоко розчленовані ділянки земної кори з складчастою або складчасто-бриловою структурою. Довжина гір — сотні і тисячі кілометрів, висота — до декількох кілометрів, глибина розчленування — сотні-тисячі метрів. Гірські країни складаються з окремих гірських хребтів і розділюючих їх міжгірських долин та улоговин.

Гірський хребет — лінійно витягнуте підняття з нахиленими в протилежні сторони схилами. Найвищу частину хребта на перетині схилів називають гребенем. Уздовж нього розташовуються підвищення — вершини та пониження — сідловини. Найнижча і ширша, відносно доступніша сідловина використовується як перевал, по них прокладені дороги. Область перетину двох або декількох гірських хребтів називають гірським вузлом. Він високий і важкодоступний, наприклад пік Хан-Тенґрі, пік Перемоги в Тянь-Шані.

Ізольовані гори рідкісні. Найчастіше це вулкани, рідше купол, що вклинився в осадові породи застиглою магмою — гори-лаколіти або сопки на місці відпрепарованих інтрузій.

Між хребтами, а іноді й упоперек них розташовуються на різних висотах міжгірські долини. Вони закладаються звичайно або по осях увігнутих складок, або по тектонічних розломах. Міжгірські долини використовуються річками та льодовиками.

За абсолютною висотою прийнятий розподіл гір на три групи: низькі — до 1000 м (Середній Урал), середньовисокі — 1000-3000 м (Карпати), високі — більше 3000 м (Тянь-Шань).

Низькі гори звичайно характеризуються округлими вершинами, пологими схилами, порівняно широкими річковими долинами. Для високих гір типові загострені вершини, звичайно покриті снігами та льодовиками, круті схили, вузькі долини. Середньовисокі гори мають перехідні зовнішні риси. Проте конкретний вигляд гір залежить не тільки від висоти, але і від їх походження, тектонічної структури, речовинного складу гірських порід, різних процесів на схилах, місцеположення в кліматичному поясі та інших чинників. Найвищі гори — Гімалаї з вершиною Еверест (Джомолунгма) — 8848 м, Каракорум з трьома вершинами-восьмитисячниками, гірська країна Памір.

За геологічним віком — часом утворення складчастої структури гір, вони бувають: дорифейської складчастості, байкаліди, каледоніди, герциніди, мезозоїди, альпіди.

За походженням розрізняють гори вулканічні та тектонічні. На дні океанів основними горами є вулканічні серединно-океанічні хребти та гори-вулкани на ложі Океану. На суші найбільш поширені тектонічні гори, утворення яких пов'язане з деформаціями пластів земної кори при піднятті території і такі, що виникають у результаті складчастих і розривних дислокацій. У зв'язку з цим їх поділяють за тектонічною структурою (за будовою) на два основні типи: складчасті та скидові (брили).

Складчасті гори є товщами гірських порід зім'ятих у складки різної величини та крутизни піднятими на різну висоту. Основні форми рельєфу — гірські хребти та долини між ними — визначаються умовами залягання порід: хребти звичайно відповідають опуклим складкам різної складності, а міжгірні долини — увігнутим, тобто спостерігається повна відповідність внутрішньої структури загальної конфігурації рельєфу. Розривні порушення виконують підлеглу роль. Складчасті гори — молоді, вони утворилися геологічно недавно — під час альпійського орогенезу. Це первинні орогени, що виникли на місці геосинкліналей, на завершальній (орогенній) стадії їх розвитку, при загальному піднятті території і перетворенні її в гірську країну. Тому їх називають епігеосинклінальними. Альпійська складчастість ще не завершилася.

Вся решта гір на суші відноситься до вторинних епіплатформених орогенів. Вони утворилися в основному в кайнозої, за рахунок новітніх тектонічних рухів, головним чином у межах складчастих поясів палеозойського та мезозойського віку. Колишні гори до цього часу були або повністю, або в тому або іншому ступені зруйновані зовнішніми процесами, і території

протягом довгого геологічного часу розвивалися в спокійному платформеному режимі. З олігоцені активізувалися тектонічні рухи по розломах. У результаті інтенсивних висхідних рухів значні за площею вирівняні території знову набули характеру гірської країни. Серед епіплатформених гір виділяють, складчасто-брилові і брилово-складчасті гори.

На місці стародавніх платформ і байкальських складчастих структур виникли брилові гори. В результаті багатократної повторної активізації та денудації впродовж тривалої геологічної історії їх стародавня складчаста структура виявилася глибоко розчленованою і практично не виражена в сучасному рельєфі. Ці гори заново відродилися за рахунок підняття блоків на різну висоту, тому їх називають відродженими. Це, як правило середньовисокі короткі хребти зі згладженими вершинами та крутими схилами, обумовленими розломною тектонікою. Наприклад, Західні та Східні Гати в Індії, гори Хиджаз на півдні Аравійського півострова, Становий хребет та інші — на щитах докембрійських платформ; Східний Саян — на байкалідах.

Більшість епіплатформених гір на Землі є відродженими складчасто-бриловими, які виникли при повторному гороутворенні на місці сильно зруйнованих колишніх гір в областях каледонської та герцинської складчастостей. У цих горах, як і в попередніх, теж поширені стародавні поверхні вирівнювання — **пенеплени**, які є спадщиною передуючої платформено-рівнинної стадії. Їх стародавня складчаста тектонічна структура істотно, але не скрізь, змінена новітніми рухами по розломах. До відроджених гір на складчастих структурах палеозою відносяться Аппалачі, Урал, Тянь-Шань, Алтай, Каракорум, Куньлунь та ін. Відродженим гірським країнам властиві западини — улоговини: Ферганська, Мінусинська і ін.

У областях мезозойської складчастості гори не встигли повністю зруйнуватися і мали до початку кайнозою вигляд низькогір'я. Новітніми рухами вони були виведені на різну висоту. Їх називають омолодженими, або відновленими. У цих гір сучасний рельєф нерідко успадковує колишню мезозойську складчасту структуру, яка за геологічно короткий час виявляється трохи зрізаною в результаті денудації. Такі гори називають брилово-складчастими. До них відносять хребти: Сіхоте-Алінь, Скелясті гори Канади та ін.

У класифікації гір на брилові, складчасто-брилові, брилово-складчасті та складчасті враховують вік складчастого субстрату. Академік І.П. Герасимов відзначає, що разом із зміною віку складчастої області закономірно змінюється і ступінь участі складчастих дислокацій брил в утворенні гірських споруд. Крайні члени в послідовному ряду гірських споруд представлені, з одного боку, відродженими горами областей докембрійської складчастості, сформованими в основному рухами брил окремих блоків жорсткого субстрату; з іншого — молодими горами сучасних геосинкліналей, де панують складчасті дислокації пластичного субстрату.

Нагір'я — обширні гірські підняття з єдиною масивною складчастою основою і з піднятими над нею хребтами-горстами та широкими міжгірними западинами — грабенами. Цей комплекс морфоструктур формується

найчастіше на щитах стародавніх платформ. Найвище і найобширніше нагір'я — Тібет. Серед нагір'їв багато вулканічних — Ефіопське, Мексиканське та ін.

Плоскогір'я — обширні ділянки земної кори, різко підняті по розломах (до 1000 м і більше) над навколишніми рівнинами, з переважанням слабохвилястих поверхонь, значно розчленовані глибокими вузькими річковими долинами, особливо в краєвих частинах. Плоскогір'я формуються на платформах (як правило — на щитах). Вони служать як би перехідною категорією рельєфу між горами та рівнинами (Анабарське, Західно-Австралійське, плоскогір'я у Південній Африці та ін.).

У розташуванні гір на суші існують певні закономірності. Наймогутніший по довжині, висоті та ширині орогенний пояс субширотного простягання тягнеться через всю Євразію від гір Західної Європи до гір Південно-східної і Північно-східної Азії. Другий довгий і теж високий орогенний пояс має субмеридіональне розташування і включає Кордильєри й Анди. Обидва пояси гір стуляються в районі Чукотки-Аляски.

Гірські пояси відповідають рухомим епігеосинклінальним і епіплатформеним поясам Землі.

Субширотний пояс гір Євразії сформувався на різновікових складчастих структурах від докембрійських до альпійських — у межах двох внутрішньоматерикових рухомих поясів, що стулилися: епігеосинклінального — Альпійсько-Гімалайського й епіплатформеного Центрально-Азіатського.

До Альпійсько-Гімалайського поясу молодих гір, що знаходиться в основному в орогенній стадії розвитку, належать Піренеї, Альпи, Апенніни, Карпати, Кавказ, Гіндукуш, Західний Памір, Гімалаї та інші гори. Вони характеризуються складчастою структурою, великою висотою, значною вертикальною розчленованістю. Унаслідок великої висоти їм властивий широкий розвиток гірського заледеніння і нівально-гляціальна морфоскульптура.

У середині поясу молодих гір знаходяться і високо підняті нагір'я. Вони звичайно відповідають серединним масивам, що виявилися залученими в загальне підняття. Це Малоазітське, Іранське, південна частина Тибету, вулканічне Вірменське та інші нагір'я.

До цього молодого альпійського поясу з півночі прилягає Центрально-азіатський епіплатформений пояс відроджених гір і нагір'їв, що утворився у новітній час на різновікових складчастих структурах. В основному це складчасто-брилові гори, що виникли в результаті розривної тектоніки на платформеній основі. До них відносять високі гірські хребти: Тянь-Шань з вершиною пік Перемоги (7439 м), Каракорум з вершиною Чогорі (8611 м), Куньлунь з вершиною Улугмузтаг (7723 м), Алтинтаг — на герцинських структурах; Алтай — на герцинсько-каледонських структурах; Саяни — на каледонсько-байкальських структурах, Байкальська гірська країна на докембрійських, байкальських і палеозойських структурах; гірські хребти басейну р. Амур на палеозойських структурах. Продовженням Центрально-азіатського поясу на північному сході є омолоджені брилово-складчасті гори на

мезозойських структурах з численними внутрішніми нагір'ями і плоскогір'ями на серединних масивах.

Морфологічний вигляд гір цього поясу вельми різноманітний. Цю несхожість горам надають відмінність початкових тектонічних структур, різна інтенсивність неотектонічних рухів, неоднаковий речовинний склад порід, різноманітна морфоскульптура.

Важливими елементами рельєфу рухомого епіплатформенного орогенного поясу є нагір'я, плоскогір'я, западини. До них відносяться північна частина нагір'я Тібет, Північно-Байкальське, Патомське, Алданське нагір'я, Вітімське плоскогір'я. Серед западин багато крупних — Тарімська, Джунгарська, Ферганська, Кузнецька, Абаканська, Мінусинська. Деякі западини за генезисом і морфологічним виглядом є континентальними рифтами.

Субмеридіональний пояс гір Америки включає епіплатформенний гірський пояс Кордильєрів і епігеосинклінальний пояс Анд і хребтів берегової зони Кордильєрів Північної Америки.

Епіплатформенний пояс Кордильєрів виник в основному на мезозойській складчастій основі. У широкій смузі Кордильєрів виділяються дві основні меридіональні гілки брилово-складчастих хребтів, а між ними смуга внутрішніх нагір'їв, плоскогір'їв, плато на серединних масивах.

Основу східної гілки утворюють Скелясті гори і Східна Сьєрра-Мадре. Проте південь Скелястих гір — чужорідне тіло серед мезозойських структур. Це гори скидові на докембрійській основі.

Смуга внутрішніх морфоструктур включає: напівпохоронене у власних наносах нагір'я Великий Басейн, вулканічне Мексиканське нагір'я, плоскогір'я Юкон, вулканічні плато Фрезер і Колумбійське, переважно пластове плато Колорадо.

Західну гілку мезозойд утворюють Сьєрра-Невада, Каскадні гори, Береговий хребет Канади, Аляскінський хребет, основу яких часто складають мезозойські батоліти, складені гранітоїдами. Гори Сьєрра-Невада на заході крутим уступом обриваються до Каліфорнійської долини, що є продовженням рифту Каліфорнійської затоки.

Епігеосинклінальний пояс — це Анди та молоді складчасті берегові хребти уздовж Тихоокеанського узбережжя Північної Америки.

Анди — високий (вершина Аконкагуа — 6960 м) і найдовший (близько 9000 км) гірський ланцюг на суші. Це молоді вулканічні та складчасті гори, що належать Східно-тихоокеанському геосинклінальному поясу, геологічно недавно причленувалися до материка. Тому їх головною особливістю є велика кількість молодих згаслих і діючих вулканів (Котопахі, Антафал'я, Сангай, Руїс та ін.). До Анд безпосередньо примикають глибоководні Перуанський і Чилійський жолоби. Анди відносяться до активної сейсмічної зони. Епіплатформенні хребти (Прикордильєри) та внутрішні нагір'я (Центральноандійське) мають тут підлегле значення.

Поза цими рухомими гірськими поясами на суші є ще два типи відроджених епіплатформених гір і нагір'їв. Одні з них займають околицне

положення на материках, інші розташовані усередині материків. До перших відносяться, наприклад: Аппалачі в Північній Америці та Великий вододільний хребет в Австралії — на палеозойських структурах; Бразильське та Гвіанське нагір'я — на щитах Південно-американської платформи; Східно-африканський пояс гір і вулканічних нагір'їв (Ефіопське, Східно-африканське) — на щитах Африкано-аравійської платформи. До внутрішньоматерикових відроджених гір належать Урал — на герцинських структурах, нагір'я Ахаггар і Тібесті в Сахарі, гори Макдонелл в Австралії — на щитах стародавніх платформ.

Рівнини — обширні ділянки земної поверхні з малими (до 200 м) коливаннями висот і незначними кутами нахилу. У тектонічному плані відповідають більш або менш стійким платформам, що не проявляли істотної активності в новітній час, незалежно від їх віку — стародавні вони або молоді.

За абсолютною висотою поверхні розрізняють рівнини: негативні — лежать нижче за рівень Світового океану (Прикаспійська); низовинні — від 0 до 200 м висоти (Амазонська, Західно-Сибірська, Індо-Гангська низовини); піднесені — від 200 до 500 м (Середньоруська, Подільська, Волинська височини). До рівнин відносяться також плато (нагірні рівнини), які, як правило, розташовуються на висотах більше 500 м (Високі рівнини в США). Від висоти рівнин залежать глибина та ступінь розчленовування їх річковими долинами, балками та ярами: чим вище рівнини, тим інтенсивніше вони розчленовані.

За зовнішнім виглядом рівнини можуть бути плоскими, хвилястими, горбистими, ступінчастими, а за загальним ухилу поверхні — горизонтальними, похилими, опуклими, увігнутими.

Різний зовнішній вигляд рівнин залежить від їх походження і внутрішньої будови. Більшість рівнин розташовується на плитах стародавніх та молодих платформ і складені пластами твердих осадових порід великої потужності — сотні метрів і навіть кілометри. Згідно класифікації І.П. Герасимова та Ю.А. Мещерякова, такі рівнини називають пластовими. З поверхні вони нерідко прикриті рихлими четвертинними континентальними відкладами невеликої потужності, які практично не впливають на їх висоту й орографічні особливості, але визначають їх зовнішній вигляд за рахунок морфоскульптури (Східно-Європейська, Західно-Сибірська).

Рівнини, що виникли на щитах стародавніх і молодих платформ, називають цокольними. Вони складені твердими кристалічними породами, зім'ятими в складки. За зовнішнім виглядом це горбисті або хвилясті рівнини із залишковими підняттями типу сопок, утворення яких пов'язане або з літологічними особливостями — твердішими стійкими породами, або із структурними умовами — на місці колишніх опуклих складок або мікрогорстів. Це Казахський дрібносопковик, рівнини Канадського та Балтійського щитів, рівнини на південному заході Африки та ін.

Разом з пластовими та цокольними рівнинами, І.П. Герасимов і Ю.А. Мещеряков виділяють акумулятивні рівнини. Вони виникли на тих ділянках плит (синеклізах), які в пліоцен-четвертинний час відчули інтенсивне опускання, внаслідок чого відбулося накопичення могутніх товщ рихлих осадів. По узбережжю морів вони звично низькі, плоскі і складені морськими глинами,

пісками (Прикаспійська низовина, північ Західно-Сибірської низовини). В улоговинах серед гір і біля підніжжя гір акумулятивні рівнини складені рихлими континентальними осадами: алювієм, пролювієм, озерними відкладеннями. Наприклад, Месопотамська і Ла-Платська алювіальні низовини, Тарімська і Джунгарська рівнини з могутніми піщаними накопиченнями, принесеними з сусідніх гір. На акумулятивних рівнинах глибоко занурений фундамент платформ не впливає на сучасний рельєф, який повністю формується в рихлих відкладах, що не піддалися діагенезу (ущільненню осадів) на відміну від пластових рівнин.

Плато — це піднесені вирівняні, порівняно слабо розчленовані блоки земної кори, обмежені уступами від прилеглих до них рівнин. У краєвих частинах розчленовування їх може бути значним. Плато утворюються на плитах платформ при їх піднятті по розломах. Вони складені зверху або щільними осадовими породами (пластове плато Устюрт у Середній Азії), або вулканічними породами (вулканічні плато Декан, Путорана, Колумбійське).

До морфоструктур рівнин відносять звичайно і кряжі. Це лінійно витягнуті височини з округлими контурами вершин, заввишки звичайно не більш 500 м. Вони складені дислокованими породами різного віку. Неодмінна ознака кряжа — наявність лінійного орієнтування, успадкованого від структури тієї складчастої області, на місці якої кряж виник. Наприклад, Тиманський кряж, Донецький кряж.

Гіпсометричне положення рівнин у пліоцен-четвертинний час (останні 9 млн. років) визначало спрямованість провідних геоморфологічних процесів — денудації та акумуляції. З цієї точки зору, пластові та цокольні рівнини, а тим більше кряжі та плато, які були в цей час ділянками суші, де переважали процеси руйнування і зносу, слід віднести до денудаційних рівнин, у протилежність акумулятивним, які займають низьке гіпсометричне положення серед навколишніх просторів, — там переважало накопичення наносів.

Рівнини на суші утворюють два широтні ряди, які відповідають платформам Лавразії та Гондвани.

Північний ряд рівнин утворився в межах відносно стійких у новітній час стародавніх Північно-Американської та Східно-Європейської платформ і молоді епіпалеозойської Західно-Сибірської плити.

Середньосибірське плоскогір'я (по суті це високі рівнини — плато — вулканічні і пластові), утворилося на місці стародавньої Сибірської платформи, активізованої у новітній час за рахунок рухів зі сходу з активного геосинклінального Західно-Тихоокеанського поясу.

Південний ряд рівнин відповідає Гондванським платформам, що відчули активізацію в новітній час. Тому в його межах переважають піднесені пластові (Сахара) та цокольні рівнини (південь Африки), а також плато (Аравія, Індостан). Лише в межах успадковуваних прогинів і синекліз сформувалися пластові та акумулятивні низовини (Амазонська, Ла-Платська та ін.).

Питання і завдання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю «рівнина», їх класифікації.
2. Дайте визначення поняттю «гори», їх класифікації.

3. Назвіть основні закономірності розташування рівнин і гір на Землі. Який їх зв'язок із структурними елементами земної кори?

МОРФОСКУЛЬПТУРНИЙ РЕЛЬЄФ СУШІ

1. Флювіальні форми рельєфу.
2. Карстові форми рельєфу.
3. Суффозійно-просадочні форми рельєфу.
4. Обвальні форми рельєфу.
5. Льодовикові і водно-льодовикові форми рельєфу.
6. Форми мерзлотного рельєфу.
7. Еолові форми рельєфу.
8. Берегові форми рельєфу.
9. Біогенний рельєф.

Поверхневі течії води — найпоширеніший екзогенний чинник на суші. Якщо діяльність решти екзогенних процесів локальна, то діяльність текучих вод практично універсальна. Вона відсутня лише на територіях, покритих льодовиками, і обмежена в пустелях. Геоморфологічні процеси, здійснювані поверхневими текучими водами, і створювані ними форми рельєфу називають **флювіальними** (від лат. *fluvius* — потік, річка).

Будь-який водотік виконує денудаційну, руйнівну роботу — ерозію, транспортування матеріалу та акумуляцію, створюючи як ерозійні (вироблені), так і акумулятивні флювіальні форми рельєфу. Проте ерозійні та акумулятивні флювіальні процеси тісно переплітаються в часі та просторі. Тому лише умовно можна виділяти ерозійні форми (яри, балки, річкові долини в горах) і акумулятивні форми (конуси виносення ярів і балок, дельти річок).

Річкові долини на рівнинах є ерозійно-акумулятивними формами. Ерозійні та ерозійно-акумулятивні форми більше поширені на Землі, ніж акумулятивні, оскільки значна частина наносів виноситься річками в моря і океани.

В теперішній час розрізняють дві моделі ерозії: нормальну (природну) і прискорену (природно-антропогенну).

Нормальна ерозія — розмив поверхні текучими водами під впливом комплексу природних чинників у тривалі геологічні терміни. Серед природних чинників важливі як зональні, так і незональні.

Серед зональних чинників головне — кліматичні умови. Ерозії сприяє: значна кількість опадів, зливовий характер дощів, велика потужність снігу та запасів води в сніговій товщі, температурний режим у період сніготанення, від якого залежить його інтенсивність і тривалість. Рослинність (і лісова, і лучна) оберігає ґрунти від змиву та розмиву. З властивостей ґрунту найбільш важливі водопроникність і структура.

До незональних чинників відносяться речовинний склад порід (особливо легко розмивних); неотектонічне підняття території, оскільки воно веде до збільшення крутизни схилів, посилення гравітаційного потенціалу; рельєф — крутизна та довжина схилів, площа водозбору, експозиція схилів (на схилах

сонячної експозиції весною активніше сніготанення, ніж на тіньових), форма схилів (на опуклих змив інтенсивніше), характер схилів (на рівних ерозія більше, ніж на горбистих).

Прискорена ерозія — це природне явище, спровоковане необачною господарською діяльністю людини впродовж історичного періоду. Вона проявляється у вигляді поверхневого змиву гумусного горизонту ґрунтів і активного утворення ярів. Їй сприяє вирубування лісів, відкрита і поздовжня оранка на схилах, особливо крутих, непомірний випас худоби на схилах, будівництво доріг, при якому не зміцнюються схили і не бетонуються кювети і т.д.

Ерозія виражається у двох основних формах: площинна (схил) і лінійна (руслота).

Площинна ерозія виявляється тимчасово після інтенсивних дощів і танення снігу в результаті стоку по схилу, захоплює великі площі і покриває їх майже суцільним водним шаром. По суті площинний змив — це дрібноструменевий розмив, оскільки земна поверхня завжди нерівна. Нерулові потоки володіють значною каламутністю, хоча швидкість їх мала. Цьому сприяють удари дощових крапель по землі. Серед переносимих водою наносів переважають дрібні пилюваті незв'язні частинки. Несортовані скупчення їх біля підніжжя схилів називаються делювієм (від лат. *deluo* — змиваю). Стік по схилу не створює особливих форм рельєфу, але він вирівнює поверхню. Причому, нормальна ерозія схилу не супроводжується порушенням цілісності ґрунтово-рослинного покриву, знос ґрунтів не перевищує темпів ґрунтоутворення. При прискореній ерозії відбувається інтенсивний змив гумусного горизонту ґрунтів, що завдає великої шкоди природі та землеробству.

Лінійна ерозія здійснюється тимчасовими водотоками, що виникають при сніготаненні та після злив, і постійними — річками. Ерозійно-аккумулятивна діяльність при цьому протікає неоднаково і створюється різна флювіальна морфоскульптура.

Форми рельєфу тимчасових водотоків

Початковою формою денудаційного рельєфу на схилах є ерозійна борозна.

На розораних схилах ерозійні борозни звичайно перетворюються на промоїни (вибоїни), глибина та ширина яких може досягати 2 м. Поперечний профіль їх, як правило, V-подібний. Поздовжній профіль промоїн у згладженому вигляді повторює профіль схилу, а вершини їх не виходять за межі брівки схилів.

У промоїнах концентруються дощові та талі снігові води, тому, заглиблюючись і розширюючись, вони перетворюються на яри — лінійно витягнуті негативні форми рельєфу, що ростуть. Глибина їх досягає 20-25 м, ширина між брівками до 50 м, довжина — сотні метрів і навіть кілометри. Схили ярів круті. Поперечний профіль також V-подібний. Вершини «гострі». Яри швидко ростуть у результаті регресивної (задкуючої) ерозії. На відміну від промоїн вони виходять за межі схилів річкових долин на межиріччя і

виробляють свій власний поздовжній профіль, який не співпадає з профілем схилу. Швидкість росту ярів — декілька метрів на рік.

За місцеположенням яри бувають схилкові (берегові) — найпоширеніші, вершинні (привододільні) — у верхів'ях балок і донні — на днищах балок, при цьому вони повторюють їх планові контури.

У міру зростання ярів у довжину їх водозбірна площа зменшується, виробляється подовжній профіль рівноваги, дно розширюється, схили виположуються, на них з'являється закріплююча їх рослинність і яр перетворюється на балку. Балки досягають великих розмірів — до 20-30 км у довжину. Вони звичайно галузяться, утворюючи складні системи з відводками — бічними балками першого, другого та третього порядку. На дні балок звичні ступені — тераси, складені балочним алювієм. Це сліди неодноразового поглиблення балок у вигляді донних ярів при пониженні базису ерозії — того рівня, до якого прив'язана балка. Найчастіше балки і яри обмежені рівнем заплави річок. На заплави балки і яри виносять яружно-балочний алювій. Велика його частина несеться річкою під час повені. Але частина наносів зберігається в гирлах ярів і балок у вигляді конусів винесення. Цей матеріал тимчасових водотоків називають пролювієм.

Морфологічний вигляд ярів і балок дуже різний і визначається, перш за все, характером порід, в які вони врзані. Яри та балки широко поширені на рівнинах, особливо на височинах.

Не слід думати, що первинна ерозійна борозна завжди переходить у промоїну, яр і балку, яка потім перетворюється на річкову долину. У районах з надмірним зволоженням крупні водотоки здатні відразу виробляти річкові долини після звільнення суші від морських вод або від льодовиків.

У горах тимчасові водотоки утворюють специфічні ерозійні форми: у верхів'ях це заглибини у вигляді амфітеатрів — водозбірні воронки (лійки); у середній частині — глибока вузька вибоїна V-подібного поперечного перетину з крутим ступінчастим подовжнім профілем — канал стоку; біля пониззя — могутній конус виносу.

Тимчасові водотоки в горах, як правило, являють собою грязекамені потоки, звані селями. Їм сприяють велика крутизна схилів і дна долин, велика кількість продуктів вивітрювання. Безпосередні причини селів — інтенсивне танення снігів у горах і рясні дощі. Селі виконують грандіозну руйнівну роботу. До основи гір вони виносять мільйони тонн продуктів вивітрювання, що накопичилися в міжгірних долинах за рахунок різних процесів на схилах і діяльності льодовиків. Біля підніжжя гір, особливо в аридних районах, де немає видалення наносів річками, вони, зливаючись, утворюють обширні пролювіальні рівнини.

Селі — грізне явище природи, що трапляється звичайно раптово та носить катастрофічний характер. Вони завдають колосального збитку жителям міжгірних долин і передгір'я. Для боротьби з селями в ущелинах зводять каскади бетонних дамб, будують канали водовідведень і греблі.

Річкові долини

Річкові долини — лінійно витягнуті негативні форми рельєфу, створені постійними водотоками — річками. Основними елементами річкових долин є русло, заплава, надзаплавні тераси і схили (борти).

Морфологічний вигляд річкових долин різний. Він визначається геологічними і фізико-географічними умовами, історією та стадією їх розвитку. Річкові долини на рівнинах і в горах мають різний вигляд.

На рівнинах долини найчастіше розвиваються в рихлих породах, які легко розмиваються. Вони мають широке днище, зайняте заплавою, та пологі схили. На схилах звичні надзаплавні тераси. Місцями добре виражені корінні схили.

Русло — найбільш понижена частина річкової долини, по якій тече річка в межень, тобто в період найнижчого рівня води.

Заплава — піднята над меженним рівнем і покрита рослинністю частина річкової долини, створена в процесі блукання річки по дну долини та затоплюється під час повені. Тверді мінеральні частинки, які переносяться річкою в зваженому стані та відкладаються в руслі й на заплаві, називаються алювіальними відкладами.

Для більшості рівнинних річок характерна звивистість русла. Закрути річки називають меандрами. Розрізняють первинні і вторинні закрути. Первинні закрути обумовлені нерівним рельєфом тієї поверхні, на якій закладся водотік. Вторинні закрути формуються в результаті роботи самої річки. Серед них найбільш характерні вільні меандри, що блукають серед рихлих алювіальних відкладів заплави. Головна причина меандрування — прагнення річки зменшити ухил і наблизитися до профілю рівноваги. Меандрування річки веде до її подовження і тим самим до зменшення ухилу. Форма, розміри та динаміка меандр визначаються водоносністю та режимом річки. Спочатку закрути зміщуються переважно вниз за течією, а з часом — уперек долини, при цьому вони скривлюються. Коли протилежні береги двох сусідніх закрутів зближуються, перешийок між ними в повені розмивається і русло випрямляється, а потім знов починає скривлюватися. Старе русло поступово перетворюється на старичне озеро (старицю). За час життя річки процеси викривлення і випрямлення закрутів відбуваються сотні раз. У результаті блукання закрутів по дну річкової долини формується заплава.

Основна робота річки — переміщення наносів. Крупні наноси переміщуються у вигляді гряд. Рельєф річкового русла представлений почерговим розміщенням плесів і перекатів. Плесо — глибокі ділянки русла біля увігнутого берега, що підмивається. Перекати — мілкі ділянки русла, приурочені до піднятих частин гряд. Гряди перетинають русло по діагоналі від опуклого берега одного закруту до опуклого берега іншого, що лежить нижче за течією. Біля опуклих берегів знаходяться найвищі частини перекатів. У межень вони осушені (прируслові мілини) і є зручними пляжами, а надалі, при заростанні стають основою грив на заплаві.

На звивистих річках заплавні гриви формуються біля опуклих берегів закрутів. Пониження між ними, спочатку покриті водою, з часом заповнюються наносами, заростають вологолюбною рослинністю і перетворюються на

міжгривні пониження. Послідовне причленування до опуклого берега заплавних грив і міжгривних понижень створює сегмент з гофрованою поверхнею. Утворення однієї заплавної гриви займає десятки років, а весь цикл розвитку закруту від початку її викривлення до випрямлення — сотні років. За весь період існування заплави меандруючої річки процеси виникнення, розвитку та блукання закрутів по дну долини протікали багато разів, тому рельєф сучасної заплави представлений мозаїкою з гривастих заплавних сегментів і озер-стариць по їх краях. Таку заплаву називають сегментно-гривастою, а сегменти — «віялами блукання», підкреслюючи їх походження.

Деякі крупні річки не утворюють закрутів, а розгалужуються на декілька русел рукавів. На перекатах таких річок підняті ділянки виникають не тільки біля берегів, але і в центральних частинах русла. При спаді води в межень вони осушуються і перетворюються в острови і в маловодні роки заростають чагарниками (вербою та ін.) і стають заплавними островами. Декілька таких островів можуть об'єднатися потім в один великий острів, а той, у свою чергу, приєднатися до берега. Одночасно, відбувається зворотний процес — розмив старих островів і заплавних берегів, розробка нових рукавів. У результаті утворюється багаторукавне русло з безліччю островів різних розмірів, проток і рукавів різної довжини. Заплава у такого русла має складний рельєф з грядками — колишніми островами і улоговинами — зарослими протоками та рукавами між ними. Вона називається улоговинно-острівною.

Обваловані заплави найбільш характерні для річок, що стікають з гір на рівнини, де вони інтенсивно акумулюють річковий алювій у вигляді прируслових валів. У результаті русло річки може виявитися вище за заплаву і навіть прилеглі рівнини. Прорив валів і гребель під час високих повеней на таких річках приводить до затоплення значних територій і навіть до зсуву русла.

За будовою заплави звично акумулятивні, тобто складені на всю висоту обриву над водою річковим алювієм. Вертикальний розріз його складається з двох товщ. Нижня товща представлена косошаруватим русловим алювієм — піском з галькою; верхня товща — переважно суглинковий заплавний алювій, що відкладається під час повені, має горизонтальну шаруватість.

На зрілій заплаві максимальна кількість наносів відкладається уздовж русла, де утворюються піщані прируслові вали заввишки до двох-трьох метрів. Тут ґрунтові води залягають відносно глибоко, тривалість затоплення порівняльно невелика, тому на ній формуються піщані і супіщані ґрунти з різноманітними злаковими луками та чагарниками.

У міру віддалення від русла кількість наносів знижується і вони стають дрібнішими, тому поверхня заплави дещо нижча. Тривалість затоплення тут зростає, швидкість потоку в повені слабшає, розвинені суглинні ґрунти, на яких ростуть багаті різнотравно-злакові луки.

У тилівій частині заплави, де вона межує з надзаплавною терасою або бортом долини, відкладається найдрібніший алювій, тому поверхня заплави там дуже низька, схильна до найтривалішого затоплення, заболочена і зайнята малоцінними осоково-хвощо-вологотравними луками.

Виділяються три заплавні зони — висока суха піщана прируслова, нормальна за умов зволоження центральна (вона найширша) і заболочена низька притерасна.

Якщо заплава примикає до крутих розчленованих схилів, з яких відбувається інтенсивний змив наносів, то її притерасна частина підвищена за рахунок того, що на неї накладається делювіальний шлейф, а в розрізі заплавні відкли переміщуються з делювіальними і пролювіальними.

У ряді випадків рівнинні річки протікають серед порід, що важко-розмиваються, де близько до поверхні підходять скельні породи фундаменту (Карелія) або платформеного чохла (Український щит), формуються вузькозаплавні долини, звані врізаними. Заплава в них фрагментарна, тягнеться то по лівому, то по правому березі або взагалі відсутня.

Надзаплавні тераси — це полого нахилені до річки ділянки, обмежені уступами, на схилах річкових долин, що простягаються упродовж річки, в будові яких беруть участь алювіальні відклади. Це колишні заплави, що вийшли з-під впливу річки під час повені в результаті посилення глибинної ерозії. Вони утворюються при відносно різких і переривчастих змінах умов протікання річки: при пониженні базису ерозії річки, збільшенні її водності, тектонічному піднятті басейну. Надзаплавних терас у річковій долині може бути декілька. Рахунок терас ведеться знизу, від молодших до стародавніших. Над заплавою підноситься перша надзаплавна тераса, вище друга і т.д. Відносна висота терас відлічується від меженного рівня річки. У кожній терасі розрізняють: майданчик, уступ (схил), брівку і тиловий шов. Майданчики звичайно нахилені до річки за рахунок розмиву прибрівкової частини і намивання в тиловій частині наносів з вищерозміщених схилів і межиріч.

За будовою надзаплавні тераси бувають акумулятивні, цокольні (ерозійно-акумулятивні) й ерозійні. Акумулятивні тераси складені могутнім алювієм, підошва якого лежить нижче за уріз річки або ділянки нижньої тераси. Цокольні тераси зверху складені алювієм, але їх підошва лежить вище поверхні нижчої тераси, а нижче за алювій залягає цоколь (з різних дочетвертинних і четвертинних порід). Він може бути відкритим і виходити на денну поверхню в основі уступу тераси, а може бути прикритий делювієм. На ерозійних терасах алювій на майданчику тераси майже не зберігся, а уступ складний корінними породами.

Надзаплавні тераси краще всього виражені у врізаних вигинах річкових долин, де вони зустрічаються то по лівому, то по правому берегу. Через це долини в поперечному розрізі бувають поперемінно асиметричними.

Багато річкових долин майже на всьому протязі або на значних відрізках мають один борт крутий, інший — пологий, терасований. У основі цього явища лежить загальнопланетарна причина — осьове обертання Землі, що викликає силу Коріоліса. У північній півкулі біля річок інтенсивніше підмиваються праві береги (Дніпро).

У горах, нагір'ях і плоскогір'ях річкові долини формуються в основному в скелях, що утруднює бічну ерозію. Переважає глибинна ерозія через великі ухили русла і відповідно великі швидкості руху води річок. Тому там

виробляються врізані глибокі вузькі річкові долини типу тіснин, ущелин і каньйонів. Тіснина — вузька глибока щілина з майже прямовисними схилами. Ущелина звичайно має V-подібну поперечну форму і велику глибину. Каньйон характеризується крутими ступінчастими схилами, складеними породами різного складу і різної стійкості до денудації. Найбільш відомий Великий Каньйон р. Колорадо в США завдовжки понад 320 км, завглибшки 1800 м. Часті в горах і трогові долини коритоподібної форми, раніше оброблені льодовиком. Виняток становлять розроблені річкові долини із заплавами і надзаплавними терасами в міжгірних улоговинах.

Загальною особливістю рельєфу річкових долин у горах, крім великої глибини і незначної ширини, є вузьке дно, майже повністю зайняте порожистим руслом. Унаслідок великих швидкостей течії річки переносять крупні наноси — від крупної гальки (до 10 см у діаметрі) до валунів. Заплав, тобто зарослих рослинністю алювіальних ділянок, майже немає. Фрагментарно зустрічаються ділянки, складені грубим річковим гравійно-галечним алювієм, покриті рідкою рослинністю. На схилах долин налічується до десятка ерозійних надзаплавних терас у вигляді вузьких переривчастих смуг із слідами грубого алювію.

Більшість річкових долин у горах має тектонічне походження, і річки лише обробляють ту первинну тектонічну форму рельєфу, яку вони використовують. Вони чутливіше реагують на сучасні тектонічні рухи, залягання пластів гірських порід і активні розривні порушення, ніж рівнинні річки. У горах по відношенню до простягання структур і гірських хребтів виділяють поздовжні, поперечні і діагональні річкові долини.

Поздовжні долини узгоджуються з тектонічним планом території, вигляд їх на всьому протязі однотиповий. Синклінальні долини закладені по осі синклінальної складки. Річки тут багатководні, по схилах численні виходи підземних вод, обвали. Антиклінальні долини закладені у вершині антиклінальної складки, де часті тріщини і відслонення більш піддатливі до руйнування породи. Річки тут маловодні. Моноклінальні долини — асиметричні: у них один схил узгоджується з нахилом бронюючих пластів, інший ерозійного походження, створений річкою, що врізається. Скидові долини співпадають з лініями поздовжніх розломів. Уздовж них нерідко спостерігається вертикальний зсув блоків. Долини-грабени — дно долини відповідає серединному опущеному блоку, схили ступінчасті.

Поперечні долини властиві горам, але зустрічаються і на рівнинах. Вони не узгоджуються з геологічною структурою. Це глибокі вузькі наскрізні долини, що прорізають навхрест простягання гір або височин. Вони утворюються унаслідок інтенсивної ерозії річки, коли вона встигає «пропиляти» хребет, що підіймається. Такими є верхів'я багатьох гірських річок (Інд, Брахмапутра), р. Конго — в нижній течії.

Діагональні долини в плані мають вид колінчастої ламаної кривої, розпадаючись на ділянки поздовжнього і поперечного перебігу річок.

Карст — процес вилуговування гірських порід, головним чином підземними, частково поверхневими і морськими водами, та сукупність

виникаючих у результаті специфічних денудаційних (корозійних) форм рельєфу.

Вода при цьому надає механічну дію на породи, але головне все-таки — винесення речовин з породи в розчиненому стані. Назва «карст» походить від власної назви плато Карст у Динарських горах. Карстові процеси та форми рельєфу широко поширені на земній кулі. Причому у позатропічних широтах розвинений провальний карст, в екваторіально-тропічних переважає останцевий карст.

Розвитку карсту сприяє ряд умов. Необхідна наявність легкорозчинних порід: або карбонатних (вапняків, доломіту, крейди), або некарбонатних (солей, гіпсу). Найбільша розчинність у гіпсу, але вапняки більше поширені, тому карст асоціюється, перш за все, з вапняками. По речовинному складу порід виділяють карбонатний (звичайно вапняковий і крейдовий), гіпсовий і соляний карст. Важливою є хімічна чистота породи: чим менше міститься в ній нерозчинного залишку, тим значніше вилуговування. Карсту сприяє тріщинуватість порід, яка полегшує умови для проникнення в них вод. Тріщинуватість порід більша в горах, ніж на рівнинах, через значні тектонічні розривні порушення. Важлива і потужність товщ карстування — печери утворюються тільки в могутніх породах. Велике значення має вміст у воді розчиненого вуглекислого газу, унаслідок чого вона стає хімічно агресивною і збільшує розчинність порід у десятки разів. Переважно невеликі ухили поверхні, при яких вода менше стікає, більше просочується в ґрунт. Необхідна достатня, але не надмірна кількість опадів, оскільки низьке положення рівня ґрунтових вод забезпечує вертикальну циркуляцію поверхневих вод, що просочуються в ґрунти.

Залежно від глибини залягання ґрунтових вод, яка для карсту є базисом денудації, виділяють дрібний і глибокий карст. Для дрібного карсту характерні швидкі темпи розвитку, але менша пересіченість місцевості. Глибокий карст розвивається довше, при цьому утворюються глибокі пониження на поверхні, численні печери.

По місцю розташування карстових форм розрізняють поверхневий і глибинний (підземний) карст. У свою чергу, поверхневий карст залежно від поверхні порід, які карстуються, поділяється на два типи: відкритий, коли карстуються породи, що залягають безпосередньо на поверхні (він властивий гірським територіям, де краще відслонені корінні породи), і покритий, коли породи залягають на деякій глибині під рихлими відкладами.

До поверхневих форм карсту відносять кари, лійки, улоговини, полії.

Кари — комплекс вузьких глибоких борозен, відокремлених один від одного гострими гребенями з відносними підвищеннями 1-2 м. Вони утворюються за рахунок розчинення і механічного руйнування поверхневими водами тріщин порід. Місцевість, покриту карами, називають каровим полем. Карові поля пізніше перетворюються на хвилясті рівнини з хаотичними скупченнями глиб вапняку.

Лійки — це округлі звичайно конусоподібні пониження різного розміру (до десятків — рідше за сотні метрів у діаметрі) і різної глибини (від кількох

метрів до десятків метрів). Вони широко поширені в умовах і голого, і покритого карсту, як на межиріччях, так і по днищах балок. За походженням лійки бувають: поверхневого вилуговування (в умовах голого карсту), провальні — в результаті обвалення кривлі над підземними пустотами (в умовах і голого, і покритого карсту) і просмоктування (в умовах покритого карсту), коли у вертикальні канали на дні, так звані понори (від слова «нора»), разом з водою залучається нерозчинна порода. У разі замулювання понора або підвищення рівня ґрунтових вод лійки можуть перетворитися на постійні або тимчасові озера, яким властиві сезонні коливання рівня води.

Улоговини — крупні замкнуті пониження, які утворюються при з'єднанні безлічі лійок за рахунок руйнування перемичок між ними. У них звично круті схили, нерівне дно, великі розміри: у довжину кілометри, завширшки сотні метрів, в глибину десятки метрів.

Полії — обширні довгасті замкнуті пониження, площею більше 200-300 км², завглибшки сотні метрів, з крутими схилами, з горбами-останцями на днищі, із струмками і навіть селами. Полії нагадують грабени в мініатюрі.

Підземні форми карсту — колодязі, шахти, прірви, печери.

Колодязі мають циліндричну форму і розміри до 10 м у поперечнику і до 50-60 м у глибину. Вони утворюються в результаті обвалення кривлі над підземними прірвами.

Шахти — вузькі глибокі (сотні метрів) труби. Стовбури їх можуть бути прямолінійні, ламані, зігнуті. Утворюються в результаті розширення каналів-тріщин, причому нерідко закладаються на перетині декількох систем тріщинуватості. Комбінації вертикальних шахт з горизонтальними та похилими проходами звичайно називають карстовими прірвами. Найглибша карстова прірва світу — Жан-Бернар у Савойських Альпах Франції (1 535 м).

Печери — порожнини різноманітної форми та величини усередині гірських порід, що відкриваються на земну поверхню одним або декількома отворами. Утворення печер пов'язане з інтенсивною розчинювальною здатністю води в тріщинах породи. Розширюючи їх, вода створює складну систему каналів. Там, де вода циркулює у горизонтальному напрямі, її розчинювальний ефект найбільший, — утворюється магістральний канал. У нього з сусідніх каналів-тріщин стягується вода і поступово утворюється підземна річка в тунелі. При пониженні базису денудації поверхневих і підземних річок, останні можуть прокласти собі нове русло, на нижчому рівні, при цьому колишні галереї стають сухими, а печери — багатоповерховими.

Залежно від кількості і розташування вхідних отворів печери поділяють на прохідні і сліпі. Прохідні мають отвори з двох кінців (вхід-вихід), добре вентилуються і температура в них близька до температури зовнішнього повітря. Сліпі печери мають один вхідний отвір і за температурних умов діляться на теплі і холодні залежно від розташування вхідного отвору щодо порожнини печери. У теплих печерах вхід розташований у нижній частині печери, так що холодне повітря, що заповнює печеру взимку, влітку стікає з неї, поступаючи місцем теплого повітря. У теплих печерах археологи нерідко знаходять наскальні малюнки, начиння і навіть останки стародавніх людей.

Холодні печери мають вхід у верхній частині. Взимку в них потрапляє холодне повітря і, будучи важким, залишається там і влітку, не встигаючи прогрітися, а волога, що потрапила взимку, може перетворюватися на лід. Крижані печери з температурою нижче 0°C поширені лише в районах з морозними зимами. Наприклад, у Пермській області Кунгурська крижана гіпсова печера завдовжки 4,6 км.

Для печер характерні натічні кальцитові утворення: сталактити — бурульки, трубки, бахрома, що звішуються із стелі, і сталагміти — стовпи, що підіймаються вгору з дна печери назустріч звисаючим сталактитам. З'єднуючись, вони утворюють сталагнати — натічні колони. Всі ці живописні форми при підсвічуванні перетворюють печери на казкові палаци.

Найбільша карстова печерна система світу — Флінт-Рідж-Мамонтова, завдовжки близько 500 км, у західних передгір'ях Аппалач відкрита в 1809 р. Печери широко поширені в Альпах, Динарських горах, Апеннінах, у Криму, на Кавказі, на півдні Китаю, в Аппалачах, Тянь-Шані та інших гірських місцях.

Печери — цікаві природні об'єкти з особливим кліматом, гідрографією, органічним світом. З печерами пов'язаний міжнародний туризм, у світі більше 150 крупних печерно-туристських комплексів (Чехія, Словаччина, США). У теплих печерах нерідкі археологічні знахідки. У печерах влаштовують підземні газосховища, в соляних печерах лікують бронхіальну астму, вирощують печериці. Вивченням печер у різних аспектах — їх морфологією, гідрологією, кліматом, походженням, туристичним і господарським використанням займається наука — спелеологія.

Карстовим ландшафтам властиві специфічні риси природи. Перш за все — це панування увігнутих замкнутих форм рельєфу на поверхні і наявність пустот у товщах порід, що досягають розмірів крупних печер. Своєрідні гідрогеологічні умови — слабкий розвиток поверхневих вод: річок і озер мало, території майже безводні навіть у вологому кліматі. Невеликі річки можуть йти в понори, а потім нижче за течією з'являтися знов на поверхні. Отже формується система переривистих річкових долин, елементами якої є сліпі долини, що не мають гирла, і мішкоподібні долини із замкнутими верхів'ями. Підземні води відрізняються сильним коливанням рівня води. У долинах річок спостерігаються могутні «включозські» джерела (названі на ім'я джерела Воклюз у Південній Франції) з великим, але мінливим дебітом води, який може досягати до 30-50 м³/с. Своєрідний і їх ґрунтово-рослинний покрив. Перегнійно-карбонатні щербенисті ґрунти на елювії вапняків мають нейтральну або лужну реакцією ґрунтового розчину з високим відсотком гумусу. Серед рослин багато посухостійких, типові кальцефіли.

У карстових районах утруднене гідротехнічне будівництво, прокладка залізних і шосейних доріг, будівництво цивільних і промислових об'єктів, особливо АЕС, унаслідок можливої деформації будівель.

Особливого характеру набуває карстовий рельєф у вологому кліматі екваторіально-тропічних широт. Тропічний карст — це останцевий карст у вигляді куполів, веж, усічених конусів на фоні вирівняної поверхні. Тропічний карст — зріла форма карстової денудації, коли вапнякові товщі в основному

вже знищені в результаті інтенсивного вилуговування і від них збереглися лише останці. Цьому сприяє постійно жаркий вологий клімат, у зв'язку з чим карстовий процес розвивається на поверхні протягом року. До того ж сприятливі для карсту умови існували там впродовж декількох геологічних періодів — мільйони років. Унаслідок інтенсивного розвитку органічного життя там велика кількість діоксиду вуглецю і відповідно велика агресивність поверхневих і підземних вод. І ще одна необхідна умова — могутня товща хімічно чистих масивних тріщинуватих вапняків.

На земній поверхні багато неглибоких замкнутих понижень, що нагадують карстові, але іншого походження. Їх часто називають псевдокарстовими.

Суфозійні западини (від лат. *suffosio* — підкопування) утворюються в результаті механічного винесення підземними водами дрібних нерозчинних частинок ґрунту. Суфозію іноді називають підповерхневою ерозією. Карст і суфозія часто протікають спільно, утворюючи карстово-суфозійні форми.

Посадочні западини виникають також у пористих породах (найчастіше в лесах), здатних при замочуванні змінювати свій мікроструктуру, тобто ущільнюватися. Внаслідок цього відбувається зменшення об'єму породи і просідання ґрунту. Оскільки процеси суфозії та ущільнення ґрунту, ведучі і протікають спільно, виникаючі при цьому западини називають суфозійно-просадочними. Формою вони часто нагадують блюдця. Блюдця — округлі неглибокі (близько 1-2 м) пониження до декількох десятків метрів у діаметрі, звичайно з вологолюбною рослинністю (місцеві назви — «падь», «осикові кущі», «колки»). Можуть зустрічатися на плоских межиріччях у величезній кількості, створюючи т.з. «віспяний рельєф». Суфозійно-просадочні западини характерні для лісостепової і степової зон півдня України, Чорноземного центру Росії і особливо Західного Сибіру. Западини перешкоджають своєчасній весняній оранці, оскільки в них довше затримується вода. У вологі роки в них спостерігається вимокання посівів. На полях із западинами утруднений посів озимих зернових культур, оскільки на підвищеннях, звідки здувається сніг, вони вимерзають, а в западинах, де виявляється більше снігу, вони випривають.

Обвали — комплекс форм рельєфу, що утворюються при повільному зсуві (сповзанні) мас гірських порід по схилу, звичайно зберігають свою монолітність. У цей комплекс входять: обвальний цирк у вигляді амфітеатру, обмежений стінкою зриву обвалу, і обвальний блок (тіло обвалу) із закинутим верхнім майданчиком у бік схилу та крутим уступом, обернутим у напрямі руху обвалу. Нижня, найбільш порушена частина обвального блоку («язик обвалу») іноді має вид напірного обвального валу. Поверхня, по якій сповзає тіло обвалу, називають поверхнею ковзання.

Обвали виникають при чергуванні водоносних і водотривких порід, кривля останніх служить поверхнею ковзання. Обвали утворюються по берегах морів, річок, озер і на схилах гір, складених рихлими осадковими породами, крутизною більш 15° . Сповзанню ґрунту по схилу сприяє моноклінальне залягання пластів, що співпадає з ухилом поверхні. Утворенню обвалів сприяє велика кількість води в ґрунтах, через що вони стають важкими і пластичними.

Так буває в континентальному кліматі весною в період сніготанення і восени після обложних дощів. Сприяє обвалам і підмив нижньої частини схилу річкою або морем, а також природні та штучні землетруси.

Площі обвалів складають від декількох гектарів до десятків квадратних кілометрів, діаметр цирків — від десятків-сотень метрів до 5-6 км. Обвальні зсуви звичайно відбуваються поетапно. Обвали звичайно бувають двох-, триярусні і розташовуються на різних гіпсометричних рівнях.

Обвали завдають великої шкоди: руйнують будівлі й інженерні споруди по берегах морів і річок, залізні та шосейні дороги уздовж узбережжя морів, біля підніжжя гірських схилів та ін. Для запобігання обвалам застосовують профілактичні та закріпні заходи.

Льодовикова і водно-льодовикова морфоскульптура, як сучасна, так і реліктова, виникла під час плейстоценових зледенінь, поширена в горах, а також на півночі рівнин Євразії і Північної Америки. Льодовики здатні виконувати екзараційну (денудаційну) і акумулятивну роботу. Відповідно виділяють екзараційну і льодовикову акумулятивну морфоскульптуру. З талими льодовиковими водами пов'язане утворення водно-льодовикових переважно акумулятивних форм рельєфу.

Форми сучасного і плейстоценового гірсько-льодовикового рельєфу.

У горах переважають екзараційні та нівально-екзараційні форми рельєфу (від лат. *nivalis* — сніжний): кари, скелясті гребені з піками-карлінгами, трогові долини.

Кари — увігнуті форми рельєфу на схилах гір у вигляді амфітеатрів з майже прямовисними задніми стінками, більш менш крутими бічними схилами, пологоввігнутими днищами та скелястими порогами-ригелями в гирлових частинах. Висота задньої стінки до 300 м, ширина — до 2 км. У діяльних карів, які розташовуються трохи вище снігової лінії, дно заповнене фірном і снігом.

Утворення кару починається із стадії сніжника в невеликому поглибленні на схилі гори, який не встиг розтанути за літо. У наступні роки йде накопичення снігу, його фірнізація і перетворення в лід. Одночасно відбувається морозне вивітрювання на межі льоду із стінками та на днищі. Влітку в денні години сніг і фірн підтають, вода проникає в тріщини порід днища, вночі замерзає і руйнує їх. Вдень продукти вивітрювання виносяться струмочками талої води з-під снігу і переміщуються разом з льодом, що сповзає з кара. В результаті кари заглиблюється, вгризаючись у схил, і розширюється. Крупні кари називаються цирками. Кари та цирки — нівально-гляціальні форми рельєфу. Вони часто утворюються на тіньових схилах гір, де довше зберігаються сніжники, на підвітряних захищених схилах, де акумулюється сніг, і в тріщинуватих породах. Недіяльні кари-цирки розташовуються нижче за сучасну снігову межу. Морфологічно вони виражені гірше за рахунок подальшої денудації та часто засипані уламковим матеріалом або зайняті дрібними озерами. Кар може утворювати декілька ярусів на схилах гір, утворюючи так звані карові драбини. Це доказ множинності заледенінь і різної висоти снігової лінії у горах. При розташуванні карів-цирків на протилежних схилах хребтів і відступі, а також поступовому зближенні їх задніх стінок між

ними створюються зубчаті скелясті гребені, увінчані загостреними пірамідальними вершинами — карлінгами (гора Матергорн в Альпах).

Троги — ерозійно-льодовикові долини в горах (від нім. *trog* — корито), тобто колишні річкові долини, оброблені льодовиком, — розширені, випрямлені, з своєрідним поперечним і поздовжнім профілем. Троги мають коритоподібний поперечний профіль з широким пологоввігнутим дном і крутими бортами, вище за перегини яких розташовані майданчики, слабо нахилені убік долини, так звані плечі трогу. Вони є залишками днищ старих трогів попередніх стадій зледеніння. У долинах може бути декілька пар плечей, причому самі верхні з них — найстародавніші. Плечі трогу вгорі обмежені борозною згладжування, яка фіксує межу заповнення долини льодовиком. Вищі за неї схили нерівні, не оброблені льодовиком. Поздовжній профіль трогових долин має ступінчастий характер за рахунок чергування пологих і крутих ділянок, іноді навіть мають зворотне падіння. Крім того, на днищі спостерігаються поперечні асиметричні пороги — ригелі (від нім. *riegel* — перешкода), які утворюються або унаслідок перепоглиблення долини через посилену виорюючу діяльність льодовика перед перешкодою, або на місці тріщинуватих порід. Поглиблення створюються і в місцях звуження долини за рахунок збільшення потужності льодовика і його тиску на ложі.

У плані трогові долини мають порівняно випрямлені контури. Бічні трогові долини, на відміну від річкових, виглядають як висячі по відношенню до головної долини, утворюючи над нею крутий уступ заввишки 300-500 м — гирловий ступінь. Сучасні річки, що течуть по бічних трогових долинах, утворюють у гирлах водоспади. Кари-цирки, скелясті гребені, карлінги, трого типу в горах, охоплених сучасним заледенінням. Цей комплекс форм одержав назву альпійського рельєфу. Він зустрічається в горах різної висоти, як в молодих, так і у відроджених, якщо їх вершини лежать вище за снігову межу. Але у відроджених горах, разом з альпійським рельєфом, звичайно зберігаються фрагменти поверхонь вирівнювання.

Акумулятивні льодовикові форми рельєфу в горах не характерні. До небагатьох з них відносяться поперечні звичайно-моренні вали, що фіксують максимальне просування льодовика і стадії його відступу. Вони служать природними дамбами підпрудних моренних озер. Специфічними невеликими недовговічними формами рельєфу є земляні піраміди заввишки 8-10 м — конуси з моренного матеріалу, увінчані крупним валуном.

У передгір'ях, у країв колишніх льодовиків, великі площі займають зандрові рівнини (від ісл. *sandi* — пісок), що виникають за рахунок відкладення пісків з галькою та гравієм з потоків талих льодовикових вод.

У четвертинний час величезні простори рівнин на півночі Євразії (особливо Європи) і Північної Америки неодноразово покривалися льодовиками. Про кількість заледенінь і про час їх утворення думки геологів розходяться. Для формування моренного акумулятивного рельєфу найбільше значення має останнє валдайське зледеніння (рання стадія близько 50 тис. років тому, пізні 25-10 тис. років тому) і передостаннє московське (130-110 тис. років тому). На територіях, що випробували раніше заледеніння, залишилася морена,

яка є свідком льодовикових покривів, але моренного рельєфу там не збереглося — він перероблений подальшими ерозійно-денудаційними процесами.

В області пізньоплейстоценового зледеніння (валдайського — на Східно-Європейській рівнині) спостерігається чітка зональність геоморфологічних процесів і реліктової льодовикової морфоскульптури: у центрах зледеніння, де льодовик формувався і звідки розтікався, переважала льодовикова денудація (екзарація), на периферії льодовиків відбувалася акумуляція принесеного льодовиком матеріалу.

Зона переважаючої льодовикової екзарації на рівнинах Європи співпадає з Балтійським щитом. У Північній Америці льодовик формувався в основному в межах Канадського щита, де оголюються кристалічні породи.

Цокольним рівнинам щитів стародавніх платформ властиве дрібне розчленування поверхні, обумовлене розломною тектонікою. В цілому тут переважає мозаїчна структура сітчасто-брилова: височини відповідають горстам, валам, низовини — зонам тектонічних занурень. Структурні нерівності поверхні вплинули на діяльність льодовиків: височини піддалися інтенсивнішій екзарації, а на низовинах місцями зберігся акумулятивний льодовиковий і водно-льодовиковий рельєф. Крім того, льодовик пристосовувався до простягання структур, що знайшло віддзеркалення в орієнтуванні створених ним екзараційних форм — таких, як улоговини виорювання у формі жолобів на ділянках підвищеної тріщинуватості порід. Багато улоговин зайняті озерами. Більшість їх у Феноскандії має субмеридіональне простягання з північного заходу на південний схід відповідно до орієнтування зон тріщинуватості та напрямку руху льодовика.

Широко поширені баранячі лоби — овальні куполовидні горби з вузькими відполірованими схилами з боку руху льодовика та крутішими розширеними нерівними протилежними схилами, з яких льодовик відносив уламки порід. Вони досягають висоти до 50 м, довжини — до декількох десятків метрів. Баранячі лоби утворилися за рахунок обробки льодовиком виходів твердих порід. Скупчення їх утворюють хвилясту поверхню, що одержала назву кучерявих скель. Залиті морем вони утворюють численні острови — шхери.

В цілому в зоні екзарації льодовик виробив лише модель стародавнього денудаційно-тектонічного рельєфу і не був вирішальним рельєфоутворюючим чинником.

Морфоскульптура зони переважаючої льодовикової акумуляції складна, дрібноконтурна, різна за походженням. Найбільш поширений горбисто-западинний рельєф основної морени. При пасивному таненні льодовика вона нерівномірним шаром за потужністю та різним за складом проектувалася на підлідне ложе, створюючи горби, між якими утворилися западини. Моренні горби бувають різні за висотою (від 5 м до 30 м) і величині (від декількох десятків до перших сотень метрів), неправильних контурів, із змінною крутизною схилів. Западини зайняті заболоченими луками, болотами і озерами.

Добре збереглися моренні гряди, що складаються з декількох паралельних дуг субширотного простягання, фіксують межу максимального

просування і тривалого стояння льодовикового краю, а також стадії його відступу. Висота гряд — десятки метрів, довжина — десятки-сотні кілометрів. Гряди складені, як правило, грубішим опіщаним суглинком, у порівнянні з горбами, бо в краєвій зоні льодовик завжди сильніше обводнює і морена в тому або іншому ступені перемика. На розташування звичайно-моренних гряд певну роль надав дольодовиковий рельєф: вони часто приурочені до північних схилів дольодовикових височин.

Специфічними акумулятивними формами рельєфу є друмлини — довгасті овальні горби, довга вісь яких співпадає з напрямом руху льодовика. Висота їх до 40 м, довжина — до 3 км, ширина — до 1 км. Розташовані звичайно групами. Друмлини з поверхні складені мореною, яка нерідко покриває виступи корінних порід.

Своєрідні моренні горби з останцями — брилами корінних, звичайно твердих порід (вапняків, опок), переміщених льодовиком на десятки-сотні кілометрів від місць первинного залягання.

На ділянках активного повторного просування льодовиків утворилися гляціодислокації — гряди і вали натиску, складені зім'ятими в дрібні складки рихлими моренно-водно-льодовиковими відкладами або місцевими «м'якими» корінними породами.

У зоні льодовикової акумуляції, разом з льодовиковими горбами та грядами, широко представлені і воднольодовикові форми рельєфу: ками, ози, улоговини стоку талих льодовикових вод, зандрові й озернольодовикові рівнини.

Ками — округлі або овальні горби у вигляді усічених конусів з пологовишуклими вершинами і прямими схилами крутизною 20-25°, висотою від 3-5 до 30-50 м, діаметром десятки метрів. Вони складені звичайно шаруватими пісками з лінзами та прошарками гравію, гальки й алевритів. Зустрічаються групами, характерні для бортів прадолін. Ками утворилися з внутрішньольодовикових озер при проектуванні їх відкладень на підстилаючі породи. Чергування відкладів, різних по гранулометричному складу, свідчить про сезонність і різну інтенсивність танення льодовика. Ками легко вирізняються на місцевості за зовнішнім виглядом та зростаючим на них сосновим лісам. Багато хто з них перетворений на піщано-гравієві кар'єри.

Ози — гряди, що схожі за формою на залізничні насипи, складені косошаруватими водно-льодовиковими пісками з прошарками гальки та гравію. Довжина їх — десятки кілометрів при ширині в десятки метрів; висота звично не перевищує 40-50 м, схили, як правило, симетричні, крутизною до 30-40°. Гряди можуть бути в плані відносно прямолінійними, звивистими, іноді розгалужуються. Ози утворилися при проектуванні на підльодовикову поверхню русел надльодовикових, серединно-льодовикових і підльодовикових флювіогляціальних потоків, що протікають у льодовикових тріщинах-тунелях. Ози служать природними насипами для прокладки доріг. Піщано-гравієвий матеріал озів використовується для будівництва.

У горбистих моренних ландшафтах численні улоговини стоку талих льодовикових вод — коритоподібних понижень, що химерно звиваються, з

плоскими днищами та невисокими (до 3-5 м) бортами. Їх днища складені водно-льодовиковими різнозернистими пісками, гравієм і галькою. Крупні улоговини стоку часто трасують похоронену дольодовикову ерозійну мережу. Звичайно вони заболочені, але в надрічкових частинах у них закладаються лощини і неглибокі балки, які їх дреноують.

Із зовнішньої сторони до міжльодовикових покривів примикає перигляціальна зона (віл гр. *peri* — біля; від лат. *glacies* — лід). Формування її рельєфу відбувалося під безпосереднім впливом талих льодовикових вод. З ними пов'язане утворення зандрових і озернольодовикових рівнин.

Зандрові рівнини простягаються майже безперервними смугами різної ширини уздовж межі валдайського та московського заледеніннь (у Німеччині, Польщі, на Руській рівнині — від Полісся через Мещеру до низовинного Заволжя). Вони створені численними блукаючими потоками талих льодовикових вод, які були переобтяжені піщано-гравійно-галечним матеріалом, що випадав в осад. При вільному відтоку на південь (у Північній Америці, в Східній Європі) вони концентрувалися в роз'єднані стійкі потоки субмеридіонального простягання, часто на місці палеодолин. З ними пов'язано утворення долинних зандрів, які в сучасних річкових долинах є високими флювіогляціальними терасами. При утрудненому відтоку на південь улоговини стоку утворювалися уздовж краю льодовика і мають субширотне простягання. Вони характерні для Польщі та Німеччини. На зандрових рівнинах згодом місцями виникли еолові форми рельєфу у вигляді дюн, гряд, горбів, які зараз закріплені сосновими лісами.

Озернольодовикові рівнини виникли на місці колишніх застійних прильодовикових підпрудних озер. Вони складені важкими суглинками та стрічковими глинами і в теперішній час звичайно заболочені, але при осушенні стають добрими орними угіддями.

З діяльністю вітрів у перигляціальних зонах багато учених зв'язують утворення лесів і лесовидних суглинків на межиріччях.

Під час валдайського заледеніння, в умовах суворого сухого клімату в перигляціальній зоні протікали процеси, властиві областям «вічної» мерзлоти. Тому в поверхневих суглинкових ґрунтах відображені морозобійні тріщини, кріотурбації (вигини пластів), що виникли унаслідок процесів промерзання і відтавання, а місцями зберігся і реліктовий полігональний рельєф.

Мерзлотна, або кріогенна, морфоскульптура (від гр. *kyos* — холод, лід; *genesis* — походження) поширена у області багаторічної («вічної») мерзлоти. Цю зону називають геокріозоною. «Вічна» мерзлота — такий стан верхнього шару земної кори (до 1 км потужності), при якому він протягом сотень і тисяч років знаходиться в замерзлому стані. Зона охоплює полярні, субполярні та частково помірні широти в північній півкулі й Антарктиду. Є вічна мерзлота і в горах, особливо у високогір'ях. У цілому на Землі вона займає величезну площу більше 35 млн. км², а в Росії більше половини території (63 %).

Багаторічна мерзлота — релікт льодовикових епох. Вона збереглася в різко континентальному кліматі з дуже суворою, тривалою та малосніжною зимою. У таких умовах сніг сухий, сипкий, не спаяний кірками, легко

передується при хуртовинному перенесенні, унаслідок чого часто оголяється ґрунт. Надійним доказом реліктового походження багаторічної мерзлоти служить добре збереження у нетлінному стані мамонтів і шерстистих носорогів, що жили в перигляціалній зоні в плейстоцені. Проте в районах з вкрай суворими зимами вона виникає і зараз: у заплавах річок, у дельті Лени та інших річок, на узбережжі морів.

В межах геокріозони північної півкулі по мерзлотно-температурному режиму виділяють три підзони: 1) північну підзону суцільної багаторічної мерзлоти потужністю в середньому до 500 м, але місцями більше 1000 м; 2) середню підзону — переривистого розповсюдження багаторічної мерзлоти з таліками (проталинами) — ділянками, де вона відсутня (під озерами, річками); її потужність зменшується до 100 м; 3) південну підзону острівного розповсюдження багаторічної мерзлоти потужністю до 25 м. У межах геокріозони поверхневий, так званий діяльний шар, що відтає влітку і замерзає взимку, збільшується від десятків сантиметрів на півночі до 5-7 м на півдні, але істотно варіює через клімат, склад порід, експозицію схилів та ін. Межа геокріозони в цілому і підзон схильні до коливань через глобальні потепління та похолодання клімату в післяльодовиковий час.

У гірських районах із збільшенням висоти гір потужність багаторічномерзлих порід зростає.

У мерзлих породах спостерігаються різні форми льоду: повсюдно — як цемент у вигляді замерзлої води в порах і капілярах; досить широко — у вигляді клинів у морозобійних тріщинах, крижаних жил і прошарків; локально — у вигляді лінз і брил до 20-30 м потужністю.

Підземні води геокріозони поділяються на надмерзлотні, міжмерзлотні і підмерзлотні. Особливо велика для рельєфоутворення роль ґрунтових надмерзлотних вод, які знаходяться в діяльному шарі, над шаром постійної мерзлоти, який є водупором.

Рельєфоутворюючі процеси геокріозони вельми різноманітні: морозобійне розтріскування, пучення ґрунтів, утворення поліїв, термокарст, скельно-морозне вивітрювання, морозне сортування ґрунтів, соліфлюкція, термоерозія, термоабразія та інші. Особливістю більшості форм мерзлотного рельєфу є їх складний генезис, оскільки кріогенні процеси взаємодіють і між собою і з іншими екзогенними процесами. На утворення рельєфу істотний вплив робить тенденція розвитку клімату: при похолоданні — виникнення нових форм, які накладаються на реліктові, при потеплінні — руйнування колишніх форм. Серед форм мерзлотного рельєфу переважають мікроформи та мезоформи, як на рівнинах, так і в горах.

Тріщинно-полігональні форми рельєфу розвинені на рівнинах, складених однорідними дрібноземлистими породами. Це мережа полігонів у формі багатокутників, обмежених тріщинами, що виникають у результаті морозобійного розтріскування при малопотужному снігу або на голій поверхні. Розміри блоків у поперечнику можуть досягати від декількох десятків до сотень метрів, поверхня їх спершу є плоскою. Первинна ширина тріщин 3-5 см, глибина 0,5-0,7 м, тобто в межах діяльного шару. Тріщини заповнюються

водою і при її замерзанні виникають крижані клини. З року в рік вони ростуть завширшки і в глибину, розтинають діяльний шар, проникають у вічномерзлу товщу, викликаючи спучування і вичавлювання ґрунту, завдяки чому по краях полігонів утворюються вали до 1 м висотою, а їх поверхня стає увігнутою і заболоченою. Такий полігонально-блоковий рельєф властивий тундрі («полігональна тундра»). Полігонально-комірчаста будова підкреслюється рослинністю: на підвищеннях ростуть лишайники, в центрі блоків і на місці тріщин — мохи і пухівка, там накопичується торф. Слід зазначити, що на блоках розвинені мікроформи — плями-медальйони діаметром до 0,5 м. Вони утворюються восени, коли пливун, затиснений між замерзаючим діяльним шаром і вічномерзлим ґрунтом, під тиском прориває ґрунт і у вигляді «грязьового вулканчика» виливається на поверхню. Така тундра з великими глинистими плямами, позбавленими на перших порах рослинності, часто називається плямистою тундрою.

Полії і горби пучення утворюються на сильно вологих ґрунтах, особливо при підтіканні вод, в умовах суворих малосніжних зим.

Полії — горби, що утворюються при виливі води та швидкому замерзанні її на поверхні в умовах сильних морозів (-30 — -50°C). Залежно від місця виникнення і характеру живлячих їх вод розрізняються річкові, озерні, ґрунтові і підземні (джерельні) полії. За тривалістю існування бувають сезонні, річні і багаторічні — такири (по-якутськи це полії).

Горби пучення утворюються у місцях підземних поліїв, коли натиск підземних вод виявляється недостатнім для прориву поверхневого шару ґрунту. Вода замерзає у вигляді лінзи і спучує або ґрунт, або торф. Відповідно розрізняють мінеральні та торф'яні горби пучення. По тривалості існування вони поділяються на багаторічні та сезонні. Багаторічні горби пучення з крижаним ядром називають гідролаколітами. Це горби до 30-40 м висотою, 150-200 м — діаметром, з крутизною схилів 20-40°. Для їх утворення необхідне постійне підтікання підземних вод, тому вони розташовуються над таліками, часто на днищах колишніх озерних улоговин. При збільшенні підземної лінзи льоду поверхня горба на вершині часто розбивається радіально-концентричними тріщинами, лід ядра оголюється, влітку підтаює і «верхівка» горба просідає — утворюється кратероподібна лійка, іноді з водою.

Торф'яні горби утворюються на болотистих рівнинах. Ядро їх мінеральне з прошарками льоду, а зверху шар торфу. Висота їх до 10 м, поперечник 20-40 м.

Висихання озер призводить до утворення на їх місці термокарстових улоговин з крутими схилами і плоским дном — аласів. Площа аласів від сотень квадратних метрів до декількох квадратних кілометрів, глибина — 15-30 м. У них розташовуються цінні луки, відвіку використовувані місцевими жителями для випасу худоби. Термокарстові озера спеціально осушують і створюють лукові оазиси для отримання соковитих кормів і заготівки сіна. Особливо багато термокарстових улоговин з озерами на Центрально-якутській рівнині, на приморських Яно-Індігірській і Колимській низовинах, на півночі Західного Сибіру.

Соліфлюкційні мікроформи рельєфу широко поширені на схилах, але найбільш типові у геокріозоні. Соліфлюкція — повільний в'язко-пластичний перебіг мілкоземлистого перезволоженого ґрунту по мерзлій породі на схилах крутизною від 3° до 15°. Крутизна схилів завжди різна. На пологіших ділянках схилів сповзання ґрунту сповільнюється, припиняється і утворюються соліфлюкційні тераси, вали, гряди, що мають у плані язикоподібну форму.

У розповсюдженні існуючого мерзлотного рельєфу на рівнинах спостерігається певна зональність. У північній мерзлотно-кліматичній підзоні на приморських низовинах переважає полігональний рельєф, горби пучення, місцями термокарст. У середній підзоні ширше розвинені процеси соліфлюкції, термокарст. У південній підзоні кріогенна морфоскульптура обмежена і представлена в основному різними формами термокарсту та термоерозії.

Еолова морфоскульптура — це форми рельєфу, обумовлені діяльністю вітру (на ім'я бога вітру Еола в старогрецькій міфології). Робота вітру складається з процесів руйнування гірських порід у результаті дефляції — видування і розвіювання рихлих частинок і коразії — обточування порід вітропіщаним потоком, транспортування і акумуляція уламкового матеріалу.

Вітер діє всюди на Землі, але для утворення еолових форм рельєфу потрібне поєднання певних фізико-географічних умов. По-перше, аридний клімат, який обумовлює сухість поверхневих гірських порід і слабкий розвиток або відсутність рослинності, яка скріплює ґрунти й ослаблює силу вітру. По-друге, сильні вітри. По-третє, інтенсивне фізичне вивітрювання гірських порід.

Таке поєднання природних умов існує в пустелях, тому там краще всього розвинені еолові форми рельєфу. Пустелі на Землі займають майже 32 млн. км², що складає близько 21 % суші. Пустелі мають тенденцію до збільшення за рахунок антропогенного аридного опустелення. Еолові форми зустрічаються і в інших місцях на Землі: на піщаному узбережжі морів, на надзаплавних річкових терасах і т.д.

За речовинним складом поверхневих відкладів і тим самим за морфологічним виглядом пустелі поділяються на чотири основні типи: піщані, кам'янисті, глинисті та солончакові (останні звичайно утворюють вкраплення серед інших).

Руйнівна діяльність вітру й обумовлені ним коразійно-дефляційні форми рельєфу розвинені найповніше у кам'янистих пустелях — у горах, нагір'ях, на плато і на цокольних рівнинах. Кам'янисті пустелі (гамادی) складені глибами, щебенем, галькою, гравієм. Вони широко розвинені на нагір'ях і плато Сахари, Аравії, у Центральній Азії (Гобі), на нагір'ях і плато Північної Америки, на Західно-австралійському плоскогір'ї.

Дефляція і коразія настільки переплітаються, що відособити роль кожної з них важко. Їх прояву сприяє ряд умов. Складання території породами різного складу і різної густини призводить до того, що менш щільні шари інтенсивніше піддаються фізичному вивітрюванню, легше обточуються. На їх місці виникають увігнуті форми рельєфу, а щільніші утворюють виступи. Руйнуванню порід сприяє їх тріщинуватість. Певну роль виконує і структура,

тобто залягання пластів (горизонтальне, моноклінальне, складки, розломи), а також інтенсивність і спрямованість тектонічних рухів.

До денудаційних форм відносять кам'яні грати, ярданги, карнизи та ніші видування, грибоподібні скелі, колони, казани й улоговини видування. У більшості випадків це мікро- та мезоформи рельєфу.

Кам'яні грати — численні дрібні сферичні поглиблення, що покривають поверхню скель, стародавніх споруд (пірамід, храмів), що нагадують бджолині стільники. Діаметр і глибина їх 15-20 см. Ці поглиблення вищерблені вітропіщаним потоком.

Ярданги — комплекс паралельних вузьких гряд-гребінців заввишки 1-2 м, шириною 20-40 см, що підрізають внизу розділяючі їх борозни, орієнтованих у напрямі вітру. Утворюються звичайно при полощатому заляганні порід.

Карнизи та ніші видування утворюються на крутих схилах, складених осадовими породами різної густини. Щільні шари створюють карнизи над нішами, які виникають у податливіших породах. Карнизи та ніші видування — результат вибіркового вивітрювання. Вони характерні для чинків (уступів) плато Устюрт.

Грибоподібні скелі та інші столоподібні форми виникають на місці ізольованих скель у результаті більшої сили вітропіщаного потоку над землею, бо там у ньому більше твердих частинок. Цьому сприяє певне складання порід, при якому щільні бронюючі шари залягають вгорі, а податливі — внизу. До того ж інтенсивнішому руйнуванню порід внизу сприяє велика добова амплітуда температур у приземному шарі повітря і роз'їдаюча дія сольових розчинів, що підіймаються по капілярах з ґрунту.

Форми руйнованих вітром скель дуже химерні, вони можуть мати форму колон, арок, нагадувати силуети тварин, людей у різних позах залежно від будови і складу порід. З дивовижною точністю вітер вибирає слабкі породи, утворюючи на їх місці борозенки, ямки, жолобки, ніші, і відособлює міцні породи.

Улоговини видування (округлої й овальної форми) досягають десятків і сотень метрів у поперечнику і звичайно орієнтовані у напрямі вітру. До улоговин видування деякі дослідники відносять пониження до 200-300 м завглибшки і в десятки кілометрів вширшки та завдовжки. Мабуть, первинне походження таких улоговин може бути різне. Але в поглибленні їх велику участь приймає вітер, оскільки в пустельних улоговинах, що сильно нагріваються, часто виникають заповишені вихори типу дрібних смерчів. Вони підхоплюють підготовлений фізичним вивітрюванням рихлий матеріал, піднімають його вгору і видаляють, унаслідок чого улоговина все більш заглиблюється. Такими є западина Каттара в Лівійській пустелі на півночі Африки (площею близько 20 тис. км², завглибшки до 300 м, дно западини знаходиться на 133 м нижче за рівень моря) і западина Карагіє на півострові Мангишлак (завглибшки 300 м, завдовжки 85 км, шириною до 25 км, дно її лежить на 132 м нижче за рівень моря). На дні цих сухих западин — солончаки.

У піщаних пустелях розвинені акумулятивні еолові форми рельєфу. Піски в пустелях різного походження. Залежно від цього у них різний механічний і мінералогічний склад, різні фізичні та хімічні властивості, різні ґрунтові умови, що певною мірою відображається на формах рельєфу.

Найбільш поширені кварцові піски алювіального походження. Вони, як правило, заповнюють обширні депресії і розташовуються на низьких гіпсометричних рівнях серед кам'янистих пустель, біля підніжжя гір і в улоговинах серед гір. Так, піски пустелі Каракуми є стародавніми алювіально-дельтовими відкладами Амудар'ї, Теджена і Мургаба. Піски пустелі Такла-Макан — стародавній алювій річки Тарім та інших річок. Піски (ерги) Сахари та Аравії лежать у синклінальних депресіях і складені алювієм четвертинних річок, що існували в умовах вологішого клімату, в так звані пльовіальні епохи. Сучасні ваді — сухі долини досягають там у довжину сотень кілометрів. Піски Австралійських пустель — стародавній алювій р. Куперс-Крік та інших річок.

Алювіальні піски внизу шаруваті, з прошарками суглинків і глин, а зверху перероблені вітром без помітної шаруватості в них. Уздовж низовинного узбережжя піски пустель морського походження (навколо Каспію, Аралу та ін.). Частково піски пустель — продукт вивітрювання пісковиків в умовах аридного клімату, що доводить схожість їх петрографічного складу.

При вивченні морфології та генезису акумулятивних еолових форм рельєфу пустель враховуються багато чинників: характер залягання пластів корінних порід і будова початкової поверхні під пісками, їх потужність, діяльність підземних вод, тривалість розвитку рельєфу, характер і ступінь розповсюдження рослинності, але головне — режим вітрів. Важлива також і діяльність людини: знищення рослинності, розпушування піщаної поверхні, надмірний випас худоби, іригаційне будівництво і т.д.

Загальна особливість всіх акумулятивних форм рельєфу пустель — їх велика динамічність.

Еолові форми рельєфу піщаних пустель дуже різноманітні. Простою їх формою є горбик-коса, що утворилася за рахунок скупчення піску біля якої-небудь перешкоди, наприклад, чагарнику. При достатньому насиченні вітропіщаного потоку піском горбик росте і перетворюється на бархан — рухомий асиметричний горб з пологим (до 15°) навітряним і крутим ($30-35^\circ$) підвітряним схилом, між якими утворюється гострий гребінь, крутизна якого підтримується завихреннями повітря. Вітер обтікає його з обох боків, утворюючи по краях «роги» бархану. В результаті утворюється форма рельєфу у вигляді півмісяця (серпа), обернутого опуклою дугою проти вітру, «рогами» — за вітром. Величина барханів різна: висотою від 5-10 м до 30-40 м, шириною до 200-300 м. По відношенню до пануючого вітру бархани займають перпендикулярне положення.

Бархани пересуваються у напрямі пануючого вітру шляхом пересипання піску з навітряного на підвітряний схил і досягають швидкості переміщення до 50-60 м/рік, іноді більше. Дрібні бархани рухаються швидше крупних. На навітряних схилах барханів спостерігається піщані брижі у вигляді валів до 5 см висотою, розділених паралельними поглибленнями шириною до 30 см. Це

гофрування виникає завдяки завихренням повітря. При з'єднанні сусідніх барханів «рогами» утворюються поперечні вітру подвійні бархани і на завершення барханні ланцюги — вали до 100-150 м висотою, в декілька кілометрів завдовжки, зі складним звивистим гребенем. Відстань між барханними ланцюгами 1-2 км.

У разі подовження одного з «рогів» і скорочення іншого виникають паралельні вітру піщані гряди, або грядкові піски. Висота їх може досягати 50 м, довжина — десятків і навіть сотень кілометрів.

У разі інтерференції вітрів різних напрямів і наявності великої кількості піску виникають пірамідальні дюни. Це горби заввишки 100-200 м з гострою вершиною і декількома гребенями, що радіально розходяться. Вони відомі в Сахарі і Середній Азії.

Досить широко поширені в пустелях і особливо в напівпустелях скупчення напівзакріплених і закріплених рослинністю горбів до 8-10 м висотою — бугристі піски та дрібних горбів до 1-2 м висотою — купчасті піски, розташовані безладно без жодної закономірності. Вважається, що ці форми утворюються внаслідок затримки піску біля кущів і подальшого його перевіювання.

До дефляційно-акумулятивних форм відносять комірчасті, грядово-комірчасті і лункові піски. Комірчасті піски виникають при конвективних гвинтоподібних потоках повітря, що виносять піски та створюють улоговини до 100-200 м діаметром, а між ними зберігаються горбисті перемички. Грядово-комірчасті піски характеризуються тим, що разом з поздовжніми грядами за напрямом пануючого вітру, між ними є поперечні піщані перемички і комірчи-улоговини видування між ними. У лункових пісків комірчи-лунки мають правильну форму у вигляді півмісяця, а розділяючі їх перемички — вид дугоподібних валів. Перевищення у всіх цих форм досягають 20-30 м. Вони утворюються при певному вітровому режимі, що створює завихрення повітря.

У глинистих пустелях, розташованих усередині піщаних і по їх периферії, на дні висохлих озер, поверхня в цілому рівна і дуже міцна, але розбита тріщинами усихання на полігональні ділянки — це такири. Внаслідок того, що їх кірка лушиться, а пил несеться вітром, такири заглиблюються і мають злегка увігнуту форму. Лесовидні породи, що складають глинисті пустелі, при зрошуванні перетворюються на родючі ґрунти.

Солончакові пустелі — шори, або сори, утворюються в безстічні западинах з неглибоким заляганням ґрунтових вод. При випітному типу водного режиму вода витягується до поверхні, випаровується, а солі покривають поверхню щільною кіркою. Під нею часто розташовується м'який пухкий шар солі, перемішаної з глиною.

На піщаному узбережжі морів (південь Балтійського моря, у Франції вздовж Біскайської затоки і т.д.) широко поширені параболічні дюни. Вони нагадують формою бархани, але, на відміну від останніх, укіс обсіпання у них не увігнутий, а опуклий. Дюни утворюються на місці піщаного берегового валу з хвилястою поверхнею за рахунок денного бризу, який здуває з підвищень пісок, що підсохнув, убік від берега. При цьому спочатку утворюється піщаний

язик, потім гребінь з крутим підвітряним схилом, а «роги» дюни відстають, закріплюються рослинністю і вона набуває форму серпа. Прибережні дюни в даний час закріплені сосновими лісами.

На морському узбережжі спостерігається таке незвичайне явище, як хиткі піски, тобто піщані масиви, здатні засмоктувати важкі предмети. Для їх утворення необхідні дві умови: наявність у пісках мулистих частинок і регулярне підняття рівня води в пісках, що здійснюється під час припливів. Регулярна подача води знизу змочує зерна піску, вони склеюються мулистими частинками і утворюють нестійкі нагромадження. Якщо на поверхню таких пісків потрапляє предмет, структура рихлих скупчень порушується, вони ущільнюються, багато тисяч піщинок одночасно переміщуються вниз і засмоктують предмет.

Крім того, що вітер є найважливішим чинником утворення еолової морфоскульптури, з ним пов'язують винесення пилу з пустель і утворення в периферійних областях лесових відкладів. Лес — пилова, пориста алевритова порода. Лес широко поширений на півдні Східно-Європейської рівнини, де служить субстратом для утворення чорноземів, у Середній і Центральній Азії, на Центральних рівнинах Північної Америки і Австралії.

В теперішній час у різних районах Землі відбувається вітрова ерозія ґрунтів у вигляді пилових бурь. Це таке явище, коли верхній шар гумусного горизонту ґрунтів зривається сильними вітрами, утворюючи в повітрі непроникну завісу. Частинки ґрунту відкладаються за десятки кілометрів від місця зносу в пониженнях або перед перешкодами, де стихає сила вітру. Вітровій ерозії сприяють такі природні чинники, як сухий клімат, сильні вітри, безлісся, велика пилозбірна площа, податливі ґрунти, рівнинність території, а також антропогенна дія — значна розораність території та недотримання протиерозійних заходів.

У малосніжних районах взимку вітрова ерозія виявляється у вигляді поземки. І хоча вона менш інтенсивна, але виявляється постійно, тому поступово руйнує ґрунт.

Берег моря, або берегова зона, — це вузька смуга уздовж сучасної берегової лінії, в якій здійснюється взаємодія між сушею та морем (океаном). Вона встановилася близько 6 тис. років тому в результаті пізньольодовикової трансгресії Світового океану, коли рівень його піднявся майже на 100 м і були затоплені околиці континентів.

Межею сучасної берегової зони з боку суші служить лінія, якої досягають бризки прибою під час найвищих припливів і штормів, а з боку моря — ізобата, нижче якої припиняється дія хвиль на дно. Берегова зона належить до наймобільніших ділянок на Землі, де розвиток рельєфу відбувається на очах людини, постійно і на великих просторах.

У цій зоні здійснюється складна взаємодія всіх чотирьох оболонок земної кулі: літосфери, гідросфери, атмосфери та біосфери. Провідна роль у процесі цієї взаємодії належить гідросфері, різним формам руху води: вітровому хвилюванню, хвильовим течіям і припливам-відпливам. Але берег не пасивний: велике значення мають його крутизна і глибина моря, речовинний склад і

тріщинуватість порід, характер тектонічних рухів, конфігурація контурів берегової лінії та ін. Вплив атмосфери непрямий: під дією вітру виникає хвилювання моря. Але на піщаному узбережжі бризи виконують і безпосередню вітрову роботу, утворюючи берегові вали і дюни. Роль біосфери скромна, проте деякі береги утворюються за участю рослин (мангрові, очеретяні) і морських організмів (коралові). І взагалі в цілому біокліматична зональність створює певну зональність узбережжя.

Сучасна берегова зона включає надводну і підводну частини, в межах яких розвинені різні форми рельєфу. На зрілих добре розвинених берегах у межах надводної частини, в зоні прибою, можуть бути розвинені кліфи (обрив), сучасна надводна тераса і пляж; під водою — підводний береговий схил. Але оскільки рівень моря протягом довгого часу (тисяч років і більш) змінювався, форми рельєфу, створені колись на березі, виявилися або піднятими (стародавні берегові форми), або зануреними (похоронені форми рельєфу) і різною мірою згладженими подальшими процесами. Всю зону, що включає сучасну берегову зону, підняті і занурені берегові форми, називають **узбережжям**.

У формуванні берегової зони основну роль виконують вітрові морські хвилі. Рельєф хвильового походження буває двох типів: абразійний (від лат. *abrasio* — зіскоблювання) — там, де хвилі руйнують корінні породи і видаляють уламковий матеріал, і акумулятивний — там, де відбувається накопичення рихлих наносів. Розповсюдження цих двох типів берегів залежить від ухилів поверхні в береговій зоні.

Абразивні береги виникають там, де береговий схил крутий і море глибоке. При цьому хвилі підходять до берега з великими запасами енергії, виконуючи в зоні прибою руйнування берега. Руйнівну роботу моря називають абразією. Абразія поділяється на три види: механічна — руйнування порід під дією ударів хвиль і бомбардування уламковим матеріалом; хімічна — розчинення порід морською водою; термічна — руйнування берегів, складених мерзлими породами або льодом.

Утворення абразійного берега починається з появи виїмки біля основи схилу, яка поступово збільшується, внаслідок чого утворюється хвилеприбійна ніша.

Породи, що нависають над нею, обрушуються, виникає береговий обрив — **кліф**. За рахунок поглиблення хвилеприбійної ніші і подальшого відступу уступу у бік суші створюється відносно вирівняний майданчик — **бенч**. Між кліфом і бенчем на певній стадії іноді з'являється примикаючий до підніжжя кліфу **пляж** — смуга, що заливається під час припливів і штормів, складена уламковим матеріалом. Велика ж його частина зноситься за межі абразійної тераси і відкладається на підводному схилі, утворюючи підводну акумулятивну терасу. У формуванні абразійних берегів велика роль схилових процесів — обвалів, осипів, зсувів.

По мірі відступу кліфу майданчик бенчу розширюється, берег виположується і на певній стадії хвилі вже не в змозі долати широку смугу мілководдя над бенчем — абразія припиняється. Швидкість відступу берегового обриву різна, залежить від складу порід і енергії хвиль. На

узбережжі Азовського моря, складеного лесовидними суглинками, зафіксовані випадки відступу берега до 10 м/рік.

Акумулятивні береги характерні для низького узбережжя в місцях стійкого тривалого накопичення морських наносів. На мілководдях відбувається поворотно-поступальна хода води. При цьому вода виконує транспортування й акумуляцію наносів у бік берега. Це обумовлено тим, що швидкість руху води до берега більша, ніж у зворотному напрямі, оскільки частина води просочується в пісок і галечник.

Акумулятивні форми берегової зони вельми різноманітні, причому залежать від шляхів міграції наносів, тобто їх поперечного або поздовжнього переміщення щодо берега.

Якщо хвиля перпендикулярна до берега, то переміщення наносів відбувається у зворотному напрямі, і в зоні прибою виникає пляж, хоча частина уламкового матеріалу несеться назад. Пляж — це скупчення наносів в зоні дії прибійного потоку у верхній частині берегового схилу. Пляжі бувають складені піском, гравієм, галькою, черепашником. У разі підняття берега пляжі стають акумулятивними терасами.

Якщо збігаюча назад у море хвиля зустрічається недалеко від берега з новою хвилею, то паралельно основному напрямку берега на деякій відстані від нього утворюється підводний бар'єр у вигляді валу з піску, гравію та ін. Із збільшенням висоти він стає островом. При поступовому пересуванні до берега і причленуванні до нього в декількох точках утворюються берегові вали (бари), які відділяють від моря затоки — лагуни. Бари можуть досягати довжини сотні кілометрів, ширини 20-30 км, висоти — декількох десятків метрів. Протяжність берегів з барами складає майже десяту частину загальної протяжності берегів Світового океану.

Якщо хвиля підходить до берега під деяким кутом, відбувається поздовжнє переміщення наносів уздовж берега по своєрідній ламаній лінії. Це відбувається тому, що вода, підходячи під кутом, стікає по лінії найбільшого ухилу і захоплює з собою частину наносів, які з наступною хвилею проробляють той же шлях: під кутом до берега, по прямій від берега. «Потоки» з гальки та піску досягають десятків і сотень кілометрів у довжину, сотень метрів завширшки. В залежності від контурів берегової лінії, яка звичайно звивиста, і кута зустрічі хвилі з берегом виникають певні шляхи міграції наносів і утворюються різні акумулятивні форми.

Там, де хвильова діяльність ослаблена, форми рельєфу обумовлені нехвильовими процесами: припливами, діяльністю річок, організмів.

Біля глибоких берегів припливи підсилюють абразію. На відмілинах припливи виконують акумуляцію наносів, внаслідок чого нарощується суша. Спочатку в смузі осушення, що заливається під час припливу і оголюється під час відпливу, утворюється акумулятивна форма — вати, складені пісками і мулом. Вони розчленовані невеликими жолобками стоку, утворюваними стікаючими у відплив водами. Поступове наростання поверхні осушення призводить до того, що вона стає вище за середні по висоті припливи, — це **марші**. Потім вони зовсім виходять із зони припливів і після осушення

називаються **польдерами**. Їх захищають греблями та валами на випадок раптових наступів морської води з вітрами.

В результаті абразійних і акумулятивних процесів впродовж післяльодовикового часу відбувалося і відбувається вирівнювання початкової порізаної берегової лінії за рахунок зрізання виступів і накопичення наносів на увігнутих ділянках берегів.

Близько 20 % загальної протяжності берегів Світового океану зберегли майже незмінними своє початкове розчленування, що виникло при повільному проникненні води під час післяльодовикової трансгресії в пониження прибережної суші. Ці береги називають інгресивними (від лат. *ingressio* — вступ, входження). Такі первинно-розчленовані береги краще збереглися в гірських країнах і на піднесених цокольних рівнинах, складених твердими породами і розбитих розломами. Серед них найбільш поширені наступні типи:

1) фіордові береги, що утворюються при затопленні трогових долин гірського узбережжя (береги Норвегії, Гренландії, Канади);

2) шхерні береги, що утворюються при затопленні цокольних рівнин з баранячими лобами, які перетворилися в дрібні скелясті острови. Глибини в протоках і затоках надзвичайно мінливі і важкі для судноплавства (Фінляндія, Швеція, північний схід США);

3) ріасові береги, що виникли при затопленні прибережних нижніх відрізків гірських річкових долин при простяганні хребтів під кутом до берега (Іспанія, Примор'я на Далекому Сході, Севастопольська бухта);

4) береги далматинського типу, що утворюються при підтопленні складчастих гір, що мають простягання, згідне з напрямом берега. При цьому острови, півострови і затоки витягнуті уздовж берега (Адріатичне узбережжя Балканського півострова);

5) лопатеві скидові береги, що виникли при підтопленні тектонічних западин — грабенів і перетворенні горстів у масивні півострови (узбережжя Егейського моря);

6) лиманові береги, що утворюються при підтопленні річкових долин рівнинних річок і балок (Північне Причорномор'я).

Крім первинно-розчленованих, є і первинно-рівні береги. Їх прямолінійність — початкова властивість узбережжя, пов'язана з будовою суші. Це береги головним чином тектонічного походження.

Складчасті рівні береги утворилися уздовж складчастих гір узбережжя. Їх первинна рівна форма берегової лінії майже не порушена (північне узбережжя Піренейського півострова).

Скидові рівні береги утворюються уздовж ліній скидів і характеризуються великими глибинами біля узбережжя. Такі береги володіють прямолінійністю на значному протязі (узбережжя Кольського півострова, береги Африки, Аравії, Індостану).

Еволюцію берегів можна уявити як поступовий перехід від первинно-розчленованих до тих, що вирівнюються, вирівняним і навіть у деяких випадках — до повторно-розчленованих при зміні умов, наприклад при підйомі території та посиленні розмиву.

Значення організмів у житті Землі велике і різноманітне. Процеси зміни поверхні Землі в результаті діяльності живих організмів називаються біогеоморфологічними, а рельєф, створюваний при участі рослин і тварин, — біогенний. Це в основному нано-, мікро- і мезоформи рельєфу.

Грандіозний процес, створюваний у значній мірі завдяки організмам, — осадонагромадження (наприклад, вапняки, каустобіоліти).

Рослини, бактерії, гриби та тварини беруть участь також у такому складному універсальному процесі, як вивітрювання гірських порід, і в результаті безпосередньої дії на гірські породи і завдяки продуктам їх життєдіяльності. Недаремно іноді, разом з фізичним і хімічним вивітрюванням, виділяють і біологічне.

Рослини, тваринні та інші організми роблять істотний вплив на різні природні процеси, наприклад ерозійні. Знищення рослинності на крутих схилах, витоптування рослин тваринами (т.з. «скотобійні стежки»), розпушування ґрунтів риучими тваринами — все це підсилює ерозію. Особливо небезпечні біогенні чинники на гірських схилах, де здійснюється відгінно-пасовищне скотарство. Там унаслідок надмірного пасовищного навантаження нерідко оживають різноманітні процеси на схилах, результати яких відчуваються і в передгір'ях. Залуговування схилів (посів лугових багаторічних довго-кореневищних трав) закріплює ґрунти та зменшує ерозію.

Рясна водна рослинність у річках, а також мешканці водойм діють на руслові процеси. Боброві дамби змінюють гідрологічний режим річок і геоморфологічні процеси в руслі річки. Через підгачування річок на ділянках вище за боброві дамби формуються заболочені закупинені заплави.

Рослинність сприяє заростанню озер, заповнюючи їх органічною масою. В результаті на місці озерних улоговин виникають вирівняні грудкуваті поверхні боліт. У тундрі характерні торф'яні горби.

Рослини і тварини беруть активну участь у створенні деяких типів акумулятивних берегів. У екваторіально-тропічних широтах формуються береги мангрів, що ростуть у сторону моря. У помірних широтах по берегах морів і озер виникають аналогічні їм очеретяні береги.

На узбережжі морів з раковин тварин, за участю хвильової діяльності, створюються черепашкові пляжі. Широко відомі такі акумулятивні форми рельєфу, як коралові споруди: берегові, бар'єрні (наприклад, Великий Бар'єрний риф у Австралії), кільцеві атоли, яких багато в Тихому та Індійському океанах.

Утворенню біогенного рельєфу сприяють і риучі тварини. В результаті викидів землі вони створюють кротовини, сурчини, байбачини — горбики до метра висотою. Горби-термітники досягають 4-5 м висоти при діаметрі 15-20 м і створюють своєрідний дрібногорбистий рельєф в австралійських і африканських саванах.

Таким чином, форми рельєфу, створювані завдяки діяльності рослин і тварин, в основному невеликі, за винятком коралових споруд.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Дайте порівняльну характеристику річкових долин на рівнинах і в горах.
2. Які умови розвитку карсту? Назвіть основні поверхневі і підземні форми карсту і райони їх найбільшого розповсюдження. Покажіть найбільші карстові печери світу.
3. У чому полягає специфіка льодовикових і водно-льодовикових форм рельєфу на рівнинах і в горах і які закономірності їх розповсюдження?
4. Назвіть провідні процеси утворення мерзлотного рельєфу. Поясніть різноманіття кріогенних форм рельєфу і покажіть їх розповсюдження на окремих територіях.
5. Складіть класифікацію пустель по складу поверхневих відкладень. Вкажіть еолові форми рельєфу, найбільші пустелі світу.
6. Перерахуйте різні типи узбережжя і закономірної їх розповсюдження на Землі.

РЕЛЬЄФ ДНА СВІТОВОГО ОКЕАНУ

На дні Світового океану виділяють чотири типи планетарних форм рельєфу: підводні околиці материків, перехідні геосинклінальні зони між материками і океанічними западинами, ложе океану і серединно-океанічні хребти.

Підводна околиця материків — це частина континентів, затоплена водами океану до глибини 2,5-3 км із земною корою материкового типу. Вона складається з материкової обмілини (шельфу), материкового схилу і материкового підніжжя.

Шельф — це прибережна, відносно мілководна частина дна до глибин в основному 100-200 м, обмежена брівкою схилу. Під час четвертинних зледенінь, коли рівень моря знижувався на 100-120 м, значні частини шельфу були сушею. На шельфах спостерігається добре збереження субаеральних реліктових форм рельєфу, тобто таких, що виникли в континентальних умовах. В областях зледенінь — це затоплені баранячі лоби, улоговини льодовикового виорювання, моренні горби. Усюди виражені затоплені річкові долини, що є продовженням річкових долин суші. Широко представлені і субаквальні форми, створені хвилями (бенчі, підводні акумулятивні тераси), в жаркому поясі типові коралові рифи. Рихлий осадовий матеріал поступає на шельф з суші, і велика його частина проходить транзитом у бік ложа океану.

Материковий схил — порівняно вузька частина морського дна, що безпосередньо примикає до шельфу. Материковий схил має великі ухили поверхні від 5-7° до 20°, ступінчастий профіль та інтенсивне розчленування глибокими до 2-3 км врізами V-подібного профілю, які називаються підводними каньйонами. Вони нагадують за виглядом гірські долини. Багато цих каньйонів лежить напроти гирл великих річок і є підводним продовженням їх долин. Від річкових долин вони відрізняються тим, що в них місцями спостерігаються зворотні ухили поздовжнього профілю. Утворення підводних каньйонів обумовлене тектонічними розломами, а їх подальша розробка пов'язана з потоками намулу і обвалами. Обвальні процеси активно протікають

і на самому материковому схилі, унаслідок чого рихлі відклади на ньому малопотужні та місцями відслонюються корінні породи.

Материкове підніжжя — похила (1-2°) акумулятивна рівнина біля підніжжя материкового схилу шириною в декілька сотень кілометрів. У структурно-геологічному відношенні це глибоке прогинання земної кори, яке складене могутньою товщею рихлих відкладів, що досягає 3-5 км. В основному це злилися конуси винесення потоків, прив'язаних до гирл підводних каньйонів, і обвальні маси. Самим гігантським вважається Бенгальський конус винесення, який займає майже всю Бенгальську затоку. Акумулятивні рівнини материкового підніжжя можна розглядати як величезні шлейфи біля підніжжя материкового схилу, подібно до підгірних шлейфів на суші.

Перехідні геосинклінальні зони (зони субдукції) — це області початкової стадії сучасного горотворення. Найяскравіше вони представлені по західній околиці Тихого океану, в Зондському архіпелазі, в Карибському регіоні і на півдні Атлантичного океану, а у вигляді релікту — в Середземному морі.

Геосинклінальні зони характеризуються максимальним на Землі розчленуванням рельєфу (до 15 км). Це результат інтенсивних контрастних тектонічних рухів і складних горотворних процесів, а також різкої зміни потужності і будови земної кори. Геосинклінальним поясам властивий високий ступінь сейсмічності та вулканізм.

Головними елементами геосинклінальних зон є улоговини окраїнних морів, острівні дуги і глибоководні жолоби.

Улоговини окраїнних морів — це плоскі або хвилясті, рідше горбисті підводні рівнини на глибинах близько 3,5 км. Вони складені з поверхні рихлими осадами потужністю до 3-5 км, що поступають з суші. Характерна особливість будови земної кори в їх межах — відсутність гранітного шару, тому її часто називають субокеанічною. На фоні рівнин нагромаджуються підводні плато, вулканічні хребти та гори.

Острівні дуги — це величезні хребти з крутими схилами з боку глибоководних жолобів і пологішими — з боку улоговин морів. Глибинна структура острівних дуг — вал з базальтової кори, надбудований складчастими горами, на які насаджені вулкани. Острівні дуги розбиті поперечними глибинними розломами, з якими співпадають протоки серед островів. Їм властиві високі показники теплового потоку. До розломів приурочені основні сейсмічні зони з крупними діючими вулканами. Острівні дуги бувають подвійними, наприклад, внутрішня і зовнішня Курильські гряди, або утворюють єдиний масив суші з дуг, що злилися, наприклад Японські острови.

Глибоководні жолоби — це вузькі прогини дугоподібної форми завглибшки до 10-11 км. Поперечний профіль їх V-подібний, асиметричний: схил, обернутий у бік материка, крутіший океанічного. Схили ступінчасті та розбиті підводними каньйонами. Днища жолобів вузькі та плоскі, під ними нагромаджується субокеанічна кора. Глибоководні жолоби — геоморфологічно виражені на дні океанів у місцях занурення океанічних літосферних плит під

континентальні. Саме до них приурочені гіпоцентри землетрусів, глибина яких збільшується у бік підводної околиці материків.

Ложе океану — це в основному глибоководні, по іншому абісальні (від грец. *abyssos* — бездонний) рівнини, які гірськими спорудами розділяються на улоговини.

Абісальні рівнини займають основну площу Світового океану на глибинах більше 6 км. У структурному відношенні вони відповідають океанічним платформам (таласократонам). Їм властивий типово океанічний тип земної кори, що складається з малопотужного (1-2 км) рихлого осадового шару, тонкого проміжного шару з базальтових лав з прошарками ущільнених осадових порід (т.з. «другого шару») і базальтової основи, який часто називають «океанічним фундаментом».

Рельєф абісальних рівнин у центральних частинах океанів горбистий. Серед горбів переважають вулканічні підняття ізометричних контурів заввишки до 500 м і поперечником до 100 км, часто з виположеною вершиною, які називають гайотами. В основному це щитові вулкани і лаколіти. Багато вулканічних піднять увінчані кораловими спорудами — атолами.

Там, де абісальні рівнини примикають до підводних околиць материків, і горби частково похоронені під осадом значної потужності, переважають хвилясті рівнини. А в місцях, де горби повністю приховані під осадом, утворилися плоскі рівнини. Вони дуже характерні, наприклад, для околиць Антарктиди, де велике надходження теригенного матеріалу за допомогою айсбергів.

Підводні гори в межах ложа океану пов'язані з розривною тектонікою і сучасним вулканізмом. Для ложа океанів характерні глибинні розломи. Вони особливо численні в Тихому океані, де їм властиве субширотне простягання. Уздовж розломів витягнуті вузькі улоговини — грабени, а між ними хребти брил. До гірського рельєфу ложа океанів відносяться також і підняття брилових хребтів. Є на ложі океану й океанічні плато. Все підняття, особливо брилове, ускладнене вулканічними горами, увінчаними діючими вулканами над гарячими точками — «плюмами». Переважна більшість їх підводна, але деякі виступають над рівнем моря у вигляді островів, особливо в Тихому океані. Такі, наприклад, Гавайські острови, серед яких знаходиться високий і найбільший у світі за об'ємом складаючого його матеріалу діючий вулкан Мауна-Лоа. Його абсолютна висота — 4170 м, а відносна висота від підосви на дні океану до вершини перевищує 10 км.

Серединно-океанічні хребти утворюють єдину безперервну планетарну систему у всіх океанах загальною довжиною близько 80 тис. км. Всі ланки їх були виявлені до другої половини 60-х рр. XX ст. Ця трансокеанічна гірська система є підняттям заввишки до 6 км і шириною до 1500 км з рифтовими долинами уздовж осі і обрамляючими їх рифтовими хребтами. Перевищення гребенів рифтових хребтів над днищами рифтових долин звичайно складає 2-3 км. У рифтових долин круті ступінчасті схили і вузьке плоске днище шириною в декілька десятків кілометрів. З обох боків від осьової рифтової зони простягаються флангові зони, що є схилами підняття. Вони теж мають гірський

рельєф, але менш контрастний, ніж в осьовій зоні. Флангові зони поступово переходять у горбистий рельєф ложа океанів.

Серединно-океанічні хребти перетнуті паралельними один одному поперечними трансформними розломами, що продовжуються в межах ложа океанів. З ними пов'язані прояви сучасного вулканізму, наприклад у районі Азорських островів. Окремі сегменти, що відсікаються цими поперечними розломами, зсунуті один відносно іншого на десятки і навіть сотні кілометрів, що підтверджує горизонтальні рухи плит.

Рифтовим зонам серединно-океанічних хребтів властиве велике значення теплового потоку, висока сейсмічність і велика кількість підводних вулканів уздовж гребенів і схилів. Все це свідчить про інтенсивний сучасний тектогенез, зокрема спрединг — розсовування літосферних плит. У геологічній будові осьових зон серединно-океанічних хребтів беруть участь ультраосновні породи, головним чином, перидотити. Такий тип земної кори називають рифтогенним (ультраокеанічним). Він характеризується підвищеною густиною і відсутністю чітко вираженої межі Мохо.

Рифтогенне горотворення розглядається як особливий клас горотворчих процесів, разом з геосинклінальним горотворенням у перехідних зонах, не рахуючи процесів утворення епіплатформених гір.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Яке співвідношення основних типів планетарних форм рельєфу в Світовому океані?
2. У чому полягає відмінність серединно-океанічних хребтів від хребтів на суші і які їх причини?
3. Які основні елементи геосинклінальних зон Землі і їх поширення у Світовому океані?

Любінський О.І., Придеткевич С.С.
Курс лекцій із загального землезнавства

Навчальне видання

Здано в набір 6.11.2019 Підписано до друку 11.11.2019. Формат 60×84/16
Папір офсетний, друк трафаретний. Гарнітура Time New Roman.
Ум.-друк. арк. 10,69. Авт. арк. 13,16.
Наклад 50 прим. Зам. 4849

Макет та друк – видавничо-поліграфічне підприємство «Апостроф»,
вул. Уральська, 2, м. Кам'янець-Подільський, Україна, 32300