

НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ЦИВІЛЬНОГО ЗАХИСТУ УКРАЇНИ

Кафедра охорони праці та техногенно-екологічної безпеки

МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

Курс лекцій

Харків 2016

НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ЦИВІЛЬНОГО ЗАХИСТУ УКРАЇНИ

Кафедра охорони праці та техногенно-екологічної безпеки

МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

Курс лекцій

Харків 2016

Рекомендовано до друку кафедрою
методичною радою НУЦЗ України
Протокол від 20.10.16 № 2

Укладач: М.В. Сарапіна

Рецензенти: доктор технічних наук, професор В.О. Юрченко, завідувач кафедри безпеки життєдіяльності та інженерної екології Харківського національного університету будівництва та архітектури; кандидат географічних наук, доцент К.М. Карпець, старший науковий співробітник відділу організації науково-дослідної роботи НУЦЗ України.

Метеорологія та кліматологія: текст лекцій / Укладач: М.В. Сарапіна. – НУЦЗУ, 2016. – 207 с.

Текст лекцій призначений для підготовки фахівців освітнього рівня «бакалавр» галузі знань 0401 «Природничі науки», за спеціальністю 101 «Екологія» спеціалізацією «екологічна безпека».

Текст лекцій «Метеорологія та кліматологія» з дисципліни «Гідрологія» розкриває питання щодо складу і будови атмосфери, фазових перетворень води в атмосфері та їх наслідків, атмосферного тиску, вітру та загальної циркуляції атмосфери; сонячної, земної й атмосферної радіації, а також умов формування клімату, класифікації кліматів, змін та коливань клімату у минулому і сучасності.

ЗМІСТ

Передмова	6
Розділ 1. Склад і будова атмосфери. вода в атмосфері	8
Лекція 1. Метеорологія та кліматологія як науки	8
1.1 Предмет метеорології та кліматології	8
1.2 Методи метеорології та кліматології	10
1.3 Організація і зміст метеорологічних спостережень	11
1.4 Значення метеорології та кліматології для народного господарства	13
Питання для самоконтролю	15
Лекція 2. Хімічний склад атмосфери Землі. Вода в атмосфері	17
2.1 Поняття атмосфери, її значення. Еволюція атмосфери	17
2.2 Хімічний склад сухого повітря нижніх шарів атмосфери	18
2.3 Вода в атмосфері	23
2.4 Характеристики вологості повітря	24
Питання для самоконтролю	27
Лекція 3. Вертикальна будова атмосфери. Рівняння стану сухого і вологого повітря	28
3.1 Вертикальна будова атмосфери	28
3.2 Атмосферний тиск і засоби його вимірювання	34
3.3 Температура повітря і засоби його вимірювання	36
3.4 Рівняння стану сухого і вологого повітря	37
Питання для самоконтролю	39
Лекція 4. Статика атмосфери	41
4.1 Основне рівняння статичної атмосфери	41
4.2 Барометрична формула реальної атмосфери	42
4.3 Вертикальний баричний градієнт	44
4.4 Барична сходинка	45
4.5 Баричне поле	46
4.6 Горизонтальний баричний градієнт	47
Питання для самоконтролю	48
Лекція 5. Рух повітря в атмосфері – вітер	49
5.1 Вплив вітру на складові біосфери Землі	49
5.2 Характеристики вітру	50
5.2 Сили, які впливають на швидкість та напрямок вітру	52
5.4 Різновиди вітру	55
5.5 Перенос та дифузія домішок в атмосфері	60
Питання для самоконтролю	62
Лекція 6. Кругообіг води в атмосфері. Хмарність	63
6.1 Кругообіг води в атмосфері та його вплив на стан складових біосфери Землі	63
6.2 Фізичні умови формування хмарності	65
6.3 Міжнародна класифікація хмар	68
6.4 Особливості видів хмар	68

6.4 Світлові явища у хмарах.....	72
Питання для самоконтролю	75
Лекція 7. Тумани, опади та електричні явища у хмарах	76
7.1 Серпанок, туман, імла.....	76
7.2 Наземні гідрометеори та ожеледь.....	79
7.3 Умови утворення атмосферних опадів	82
7.4 Класифікація атмосферних опадів.....	83
7.5 Електризація хмар та опадів	86
7.6 Активний вплив людини на атмосферні процеси.....	89
Питання для самоконтролю	92
Лекція 8. Циркуляція атмосфери	93
8.1 Повітряні маси.....	93
8.2 Атмосферні фронти.....	95
8.3 Циклони.....	98
8.4 Антициклони	101
8.5 Місцеві вітри.....	102
Питання для самоконтролю	107
Розділ 2. Радіаційний і тепловий режим атмосфери і діючої поверхні ..	108
Лекція 9. Сонячна радіація в атмосфері.....	108
9.1 Випромінювання Сонця	108
9.2 Спектральний склад сонячної та земної радіації	109
9.3 Сонячна стала	110
9.4 Пряма сонячна радіація	110
9.5 Послаблення сонячної радіації в атмосфері.....	110
9.6 Сумарна сонячна радіація	114
Питання для самоконтролю	115
Лекція 10. Радіаційний баланс земної поверхні та атмосфери	116
10.1 Засвоєння сонячної радіації землею поверхнею	116
10.2 Випромінювання земної поверхні та атмосфери.....	117
10.3 Радіаційний баланс земної поверхні	119
Питання для самоконтролю	122
Лекція 11. Термодинаміка атмосфери	123
11.1 Шляхи теплообміну земної поверхні з атмосферою.....	123
11.2 Термодинаміка атмосфери.....	124
11.3 Сухоадіабатичні зміни температури повітря.....	125
11.4 Вологоадіабатичні зміни температури повітря.....	126
11.5 Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага сухого повітря	127
11.6 Температурні інверсії.....	129
11.7 Добовий хід стратифікації атмосфери та конвекції.....	131
Питання для самоконтролю	132
Розділ 3. Основи кліматології.....	134
Лекція 12. Клімат та фактори його формування.....	134
12.1 Кліматична система.....	134
12.2 Радіаційні фактори формування клімату	136

12.3 Циркуляційні фактори клімату	138
12.4 Роль підстильної поверхні у формуванні клімату	142
12.5 Вплив морських течій на клімат	143
12.6 Вплив рослинного покриву на клімат	144
12.7 Вплив снігового покриву на клімат	145
12.8 Вплив рельєфу на клімат	146
Питання для самоконтролю	149
Лекція 13. Закономірності географічного розподілу складових водного балансу	151
13.1 Географічний розподіл випаровування та випаровуваності	151
13.2 Географічний розподіл вологості повітря	151
13.3 Географічний розподіл туманів	152
13.4 Географічний розподіл атмосферних опадів	153
13.5 Обіг води в атмосфері	155
13.6 Географічний розподіл снігового покриву	157
Питання для самоконтролю	159
Лекція 14. Класифікація кліматів Землі	160
14.1 Історія створення класифікації кліматів	160
14.2 Класифікація кліматів Л.С. Берга	161
14.2 Класифікація кліматів Б.П. Алісова	165
Питання для самоконтролю	170
Лекція 15. Клімат України	172
15.1 Клімат України як багаторічний режим погоди	172
15.2 Основні метеорологічні елементи клімату України	174
15.3 Несприятливі метеорологічні явища в Україні	175
Питання для самоконтролю	177
Лекція 16. Зміни і коливання клімату	179
16.1 Поняття про зміни та коливання клімату	179
16.2 Ознаки різних типів клімату минулого	180
16.3 Про зміни клімату в геологічному минулому	182
16.4 Про коливання клімату в історичний час	183
16.5 Сучасні коливання клімату	185
16.6 Гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі	185
16.7 Вплив людини на клімат	188
Питання для самоконтролю	194
Лекція 17. кліматичні ресурси України. Акліматизація та кліматотерапія	195
17.1 Кліматичні ресурси України	195
17.2 Вплив погодно-кліматичних умов на організм людини	197
17.3 Природно-кліматичні умови і здоров'я	202
Питання для самоконтролю	205
Література	206

ПЕРЕДМОВА

Метеорологія та кліматологія – є розділом обов'язкової дисципліни «Гідрологія» циклу професійно-орієнтованої підготовки фахівців освітнього рівня «бакалавр» галузі знань 0401 «Природничі науки», за спеціальністю 101 «Екологія», спеціалізацією «екологічна безпека».

Мета тексту: формування базових знань про повітряну оболонку Землі та її взаємодію з іншими складовими біосфери Землі.

Завдання тексту:

– ознайомити слухачів з термінологічним апаратом метеорології та кліматології;

– ознайомити з загальними відомостями про фізичні процеси, які відбуваються в атмосфері Землі та їх впливом на інші оболонки Землі та біосферу в цілому;

– сформувати систему знань та вмінь щодо основних методів аналізу та прогнозу метеорологічних величин та явищ;

– ознайомити слухачів з характеристиками сучасного клімату Землі та України, процесами, які формують клімат Землі та його динаміку.

У результаті вивчення дисципліни слухачі повинні:

знати:

– склад та будову атмосфери, фізичні властивості її окремих шарів, вплив парникових газів на тепловий стан атмосферного повітря;

– фізичні характеристики, за допомогою яких визначається стан атмосфери;

– природу утворення та руйнування озону в атмосфері, особливості впливу приземного озону на біосферу;

– термодинамічні процеси, що відбуваються в сухій та вологій атмосфері, та їх вплив на накопичення та розсіювання домішок;

– сили, що діють в атмосфері;

– основні типи повітряних течій у вільній атмосфері (геострофічний, градієнтний, термічний вітер);

– баричні системи в атмосфері, основні закони їх формування та розвитку;

– вплив синоптичних умов на накопичення та розсіювання домішок в атмосфері;

– закони випромінювання і основні характеристики сонячного випромінювання, як основного джерела енергії для Землі, особливості впливу атмосфери на сонячну радіацію та її перетворення в атмосфері;

– водний режим атмосфери: випаровування, конденсацію водяної пари в атмосфері і формування туманів, хмар та опадів;

– астрономічні та геофізичні чинники формування кліматичної системи;

– складові кліматичної системи та їх взаємозв'язки;

- чинники, які впливають на зміну клімату.

ВМІТИ:

- аналізувати розподіл основних метеорологічних величин у просторі і часі; проводити вимірювання основних метеорологічних величин;
- визначати характеристики вологості;
- визначати типи температурної стратифікації атмосфери для виявлення умов розсіювання або накопичення забруднюючих речовини у приземному і граничному шарах атмосфери;
- аналізувати складові радіаційного і теплового балансу атмосфери та підстильної поверхні;
- визначати умови утворення туманів, розвинення хмар вертикального розвитку і формування опадів;
- визначати складові радіаційного балансу та проводити аналіз;
- визначати кліматичні показники та використовувати отриману інформацію на практиці;
- використовувати параметри граничного шару в задачах з оцінки стану забрудненої атмосфери та в проблемі захисту повітряного басейну від антропогенного забруднення;
- визначати синоптичні умови для певного регіону за допомогою кількісного та якісного аналізу синоптичних карт та полів метеорологічних величин.

РОЗДІЛ 1. СКЛАД І БУДОВА АТМОСФЕРИ. ВОДА В АТМОСФЕРІ

ЛЕКЦІЯ 1. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ ЯК НАУКИ

План

- 1.1. Предмет метеорології та кліматології
 - 1.2. Методи метеорології та кліматології
 - 1.3. Організація і зміст метеорологічних спостережень
 - 1.4. Значення метеорології та кліматології для народного господарства
- Завдання на самопідготовку

1.1 Предмет метеорології та кліматології

Метеорологія – (від грецьких слів «метеор» – небесне явище, «логос» – вчення) наука про атмосферу, її склад, будову, властивості та про фізичні і хімічні процеси і явища, які відбуваються в ній.

Предметом вивчення метеорології є атмосфера. Метеорологія вивчає:

- склад і будову атмосфери;
- теплообіг і тепловий режим у атмосфері та на земній поверхні;
- вологообіг і фазові перетворення води в атмосфері;
- рух повітряних мас;
- електричні, оптичні та акустичні явища в атмосфері;
- також розробляє методи передбачення атмосферних явищ і впливу на них.

Атмосферні процеси і явища виникають і розвиваються в основному в результаті перетворення променистої енергії Сонця, яка надходить на Землю. При вивченні цих процесів широко використовуються закони, встановлені гідромеханікою, термодинамікою та іншими розділами фізики. Отже, метеорологія – наука геофізична, це фізика атмосфери.

Погода – це фізичний стан атмосфери у певний час на даній території. Параметри, що характеризують фізичний стан атмосфери, називаються **метеорологічними величинами** (атмосферний тиск, температура та вологість повітря, світло, хмарність, прозорість атмосфери тощо). Крім метеорологічних величин стан атмосфери характеризують атмосферними явищами. **Атмосферні явища** – результат взаємодії різних атмосферних процесів, що характеризуються певним сполученням кількох метеорологічних величин (атмосферні опади, гроза, туман, серпанок, роса, іній, пилова буря, хуртовина, гало, райдуга та інші оптичні і електричні явища). Стан атмосфери у кожному місці постійно змінюється. Про погоду можна говорити у певному пункті, у певному районі, за визначеним маршрутом тощо.

Сучасну метеорологію за специфікою завдань та методів досліджень можна поділити на ряд розділів, які мають характер окремих наукових дисциплін, це:

- динамічна метеорологія,
- фізика граничного шару,

- фізика верхніх шарів атмосфери,
- фізика хмар і опадів,
- актинометрія,
- синоптична метеорологія тощо.

Синоптична метеорологія – розділ метеорології, який вивчає закономірності зміни погоди на великих територіях з метою їх прогнозу.

Клімат – це багаторічний режим погоди даної місцевості, зумовлений сонячною радіацією, її перетворенням у діяльному шарі земної поверхні та пов'язаною з ними загальною циркуляцією атмосфери і океану.

В географії використовується і простіше визначення: **клімат** – це багаторічний режим погоди, властивий даній місцевості через її географічне положення.

Розрізняють три основних види клімату:

- *великий клімат* чи *макроклімат* (клімат фізико-географічної зони) складається під впливом тільки географічної широти і самих великих ділянок земної поверхні – материків та океанів. Тому макроклімат змінюється (від одної великої ділянки до іншої) плавно і поступово на великих відстанях (не менших ніж тисячі-кілька сотень кілометрів);

- *середній клімат* характеризує кліматичні умови окремих ділянок *епігеосфери* (географічної оболонки Землі), наприклад, фізико-географічних областей, фізико-географічних ландшафтів, протяжністю у кілька десятків кілометрів (велике озеро, лісовий масив, велике місто тощо);

- *малий клімат* чи *мікроклімат* характеризує багаторічний режим погоди на менших ділянках, наприклад, в урочищах і фаціях, тобто на горбах, у низинах, болотах, гаях і т. ін.

Таким чином, основні особливості клімату конкретної ділянки епігеосфери визначаються надходженням сонячної радіації, процесами циркуляції повітряних мас, характером підстиляючої поверхні.

Серед фізико-географічних чинників, які впливають на клімат окремої ділянки епігеосфери, найбільш суттєвими є:

- географічна широта і висота місцевості;
- віддаленість від морського узбережжя;
- особливості орографії (вивчає опис різних елементів рельєфу (хребтів, височин, улоговин тощо) та їх класифікацію за зовнішніми ознаками незалежно від походження);
- рослинного та іншого покриву (наприклад, сніг поглинає 15 % сонячного опромінювання, пісок – 70 %, трава – 74 %, водна поверхня – 95 %);
- ступінь забруднення атмосфери.

Клімат місцевості вивчає наука, яка називається кліматологією. **Кліматологія** – наука, яка вивчає закономірності формування кліматів, їх розподіл на земній кулі та зміни в минулому і майбутньому.

Якщо метеорологія вивчає атмосферні процеси і явища і є геофізичною наукою, то кліматологія вивчає клімат, тобто одну із найважливіших фізико-

географічних характеристик місцевості і є самостійною географічною наукою. В географії кліматологія займає одне із перших місць, оскільки клімат є визначальним фактором у ході біологічних процесів, розповсюдженні рослин, їх хімічного складу та врожайності, ґрунотовтворних процесів, процесів вивітрювання, формування географічної зональності.

У сучасній кліматології широко використовуються фізико-математичні методи дослідження, моделювання з використанням потужної обчислювальної техніки.

1.2 Методи метеорології та кліматології

Основний метод фізичних досліджень **контрольований експеримент** для більшості атмосферних явищ поставити практично неможливо беручи до уваги їх особливості. Тому метеорологія, як і інші геофізичні науки, вимушена користуватися іншими засобами досліджень.

Останнім часом в метеорології порівняно широко застосовується **натурний експеримент**. Наприклад, зі стимулювання опадів з хмар, розсіюванню туманів шляхом фізико-хімічної дії на них та ін. Насадження лісових полос, будівництва водосховищ, зрошування місцевості та інші види діяльності людини вносять деякі зміни в стан приземного шару повітря. В наслідок цього це також можна вважати метеорологічним (кліматичним) експериментом.

В метеорології також використовується **лабораторне моделювання** деяких атмосферних процесів, тобто відтворення їх у малому масштабі в лабораторних установках при спрощених умовах. Таким шляхом моделюється загальна циркуляція атмосфери, обтікання і перетікання гірських перешкод та ін.

Лабораторне моделювання неможливе без **фізико-математичного аналізу** відповідних явищ за допомогою теорії подібності. Обпираючись на загальні закони фізики складаються диференціальні рівняння, які описують атмосферні процеси і разом з початковими даними складають так звану математичну модель. Ці рівняння достатньо складні і розв'язуються як правило з використанням ЕОМ. Таким шляхом можна знаходити кількісні закономірності атмосферних процесів і прогнозувати їх розвиток. **Метод математичного моделювання** у теперішньому часі має широке розповсюдження як в прогнозі погоди, так і в теорії клімату.

Фактичні відомості про атмосферу, погоду і клімат дають спостереження. **Метеорологічні спостереження** – це вимірювання метеорологічних величин, а також реєстрація атмосферних явищ. Метеорологічні спостереження над станом атмосфери за межами приземного шару і до висот приблизно 40 км носять назву **аерологічних спостережень**.

Метеорологічні та геофізичні ракети дозволяють вивчати властивості атмосфери до висоти кількох сотень кілометрів. Ракети почали використовувати з другої половини 40-х років XX ст.

Із початком космічної ери спеціалізовані метеорологічні супутники Землі дають багато цінної інформації про стан атмосфери, у тому числі із віддалених районів океанів.

Метеорологічні *радіолокаційні спостереження* нині проводяться у більшості розвинених країн світу. Вони охоплюють практично майже всю територію України і дозволяють уточнювати прогноз погоди на найближчі години, особливо розвиток таких небезпечних явищ як грози та інтенсивні опади. Крім методів безпосереднього вимірювання метеорологічних величин у метеорології широко використовуються *експерименти* для відтворення в лабораторних умовах різних атмосферних процесів та явищ, зокрема утворення туманів, хмар, оптичних, електричних та ін. явищ.

Теоретичні дослідження дозволяють вивчати закономірності розвитку багатьох атмосферних процесів із використанням законів фізики, термодинаміки, гідромеханіки із застосуванням сучасних засобів обчислювальної техніки.

Метеорологія має справу з великими масивами спостережень, які необхідно проаналізувати для з'ясування закономірностей, які існують в атмосферних процесах. Тому в метеорології широко використовуються *статистичні методи аналізу спостережень*.

Найбільше статистичні методи використовуються в кліматології. Для того, щоб одержати уявлення про погодні умови і характеристики клімату, природно користуватися географічними картами. Результати метеорологічних спостережень сіті метеорологічних станцій в один фізичний момент часу наносять на карту умовними знаками і цифрами. Таку карту називають *синоптичною*, або *картою погоди*. Порівнюючи синоптичні карти для послідовних моментів часу можна простежити розвиток атмосферних процесів і за допомогою статистичних методів робити висновки про майбутню погоду. На карти також можна наносити результати статистичної обробки багаторічних метеорологічних спостережень – *кліматологічні карти*, які дозволяють робити висновки відносно просторового розподілу особливостей і типів клімату, надають уяву про кліматичні характеристики в містах, де немає спостережень, аналізувати причинно-наслідкові зв'язки та ін.

1.3 Організація і зміст метеорологічних спостережень

Вважають, що метеорологія як наука народилася в 1643 році (бо саме у 1643 р. італійський вчений Е. Торрічеллі винайшов ртутний барометр, а ще раніше, у 1597 році, італійський вчений Г. Галілей винайшов термометр), а тому з'явилася можливість вимірювати температуру і атмосферний тиск як найважливіші параметри для прогнозування погоди.

Вперше інструментальні спостереження в Україні були проведені у Харкові (1738-1741 рр.), Сновську (Щорс) Чернігівської області (1769-1782), у Києві (1770-1771, 1799-1802 рр.). Перша метеорологічна станція в Україні була створена в Херсоні в 1808 р. Регулярні спостереження розпочались лише в 1811 р. на метеорологічній станції в с. Кручик під Харковом, в 1812 р. в Киє-

ві, в 1825 р. в Херсоні. Перша в Україні метеорологічна обсерваторія була створена в Луганську в 1836 р.

Зараз метеорологічні спостереження в Україні організовує *Державна гідрометеорологічна служба*. Усі спостереження проводяться одночасно, одними й тими ж приладами за єдиною програмою і методикою.

Метеорологічні станції розташовуються за можливістю рівномірно в місцях, характерних для даного району. Це необхідно для того, щоб показання станції були *репрезентативними*, тобто відповідали не тільки найближчій до неї місцевості, а й оточуючому району. Найважливіші вимоги до сітьових метеорологічних спостережень – *синхронність, тривалість і неперервність*.

У всьому світі на метеорологічних станціях виконуються синхронні спостереження в 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 години за єдиним – *грінвіцьким часом*. Результати спостережень за ці так звані синоптичні строки негайно передаються телефоном, телеграфом або за допомогою радіо в органи служби погоди, де за ними складаються синоптичні карти та інші матеріали, які використовуються для прогнозу погоди.

На метеорологічних станціях основного типу реєструються наступні метеорологічні величини:

- *температура повітря* на висоті 2 м над землею поверхнею;
- *атмосферний тиск*
- *вологість повітря* – парціальний тиск водяної пари в повітрі і відносна вологість;
- *вітер* – горизонтальний рух повітря на висоті 10-12 м над землею поверхнею (швидкість і напрямок, звідки дует);
- *кількість опадів*, які випали з хмар, їх типи (дощ, мжичка, сніг та ін.);
- *хмарність* – ступінь покриття неба хмарами, типи хмар по міжнародній класифікації, висота нижчої границі хмар, найближчих до земної поверхні;
- *наявність і інтенсивність різних опадів*, які виникають на земній поверхні і на предметах (роси, інею, ожеледі та ін.), а також туману;
- *горизонтальна видимість* – відстань, на якій перестають розрізнятися обриси предметів;
- *тривалість сонячного сяйва*;
- *температура на поверхні ґрунту і кількох глибинах*
- *стан поверхні ґрунту*
- *висота і густина сніжного покриву*.

На деяких станціях вимірюється *випаровування води* з водних поверхонь або ґрунту. Реєструються також *метеорологічні і оптичні явища*: замети, шквали, смерчі, мряка, пильні бурі, грози, тихі електричні розряди, полярні сяйва, радуги, та ін.

Не всі метеорологічні величини спостерігаються в кожен строк спостережень. Наприклад, кількість опадів вимірюється 4 рази на добу, висота снігового покриву – 1 раз на добу.

Крім метеорологічних станцій існує численна сіть метеорологічних постів, на яких проводяться спостереження тільки над опадами і сніговим пок-

ровом, тому що для оцінки цих величин потрібна більш густа сіть спостережень.

Набір вимірювальних приборів, які використовуються при спостереженнях за станом атмосфери і для її дослідження надзвичайно широкий: від найпростіших термометрів до зондуючих лазерних пристроїв і спеціальних метеорологічних супутників. *Метеорологічні прибори*, які використовуються на метеорологічних станціях потребують однотипності, що дозволяє порівнювати спостереження різних станцій.

Метеорологічні прибори установлюють на майданчику під відкритим небом. Тільки прибори для виміру тиску (барометри) установлюють у приміщенні станції, тому що різниця між тиском під відкритим небом і у приміщенні практично відсутня.

Прибори для визначення температури і вологості повітря повинні бути захищені від дії сонячної радіації, опадів і поривів вітру, тому їх розміщують у *метеорологічних будках*.

На станціях установлюються прибори-самописці, які дають безперервну автоматичну реєстрацію температури і вологості повітря, атмосферного тиску і вітру. Запроваджуються нові прибори з використанням досягнень сучасної фізики і техніки: термо- і фотоелементів, напівпровідників, радіозв'язку і радіолокації, лазерів.

Широке використання електроніки дозволяє створювати напівавтоматичні і автоматичні метеорологічні станції.

У системі Державної гідрометеорологічної служби діє Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут (м. Київ).

Атмосфера – дуже рухливе середовище, атмосферні процеси не помічають державних кордонів. Метеорологічні спостереження проводять усі країни. Дуже важливо, щоб ці спостереження проводились узгоджено за єдиною методикою. Міжнародне співробітництво в галузі метеорології почалось давно. Ще в 1873 р. відбувся перший Міжнародний метеорологічний конгрес. А після другої світової війни була організована і діє ***Всесвітня метеорологічна організація (ВМО)*** при ООН, Секретаріат якої розташовано у Женеві. В системі ВМО працює *Всесвітня служба погоди*, створена в 1963 р., що об'єднує служби погоди країн членів ВМО. За розкладом ВМО кожна країна передає свою метеорологічну інформацію в ефір, і всі країни світу за 3-4 години можуть зібрати інформацію про погоду всієї північної півкулі, а за 7-8 годин – всієї земної кулі. Уся інформація використовується для обслуговування потреб різних галузей народного господарства та для складання прогнозів погоди на найближчі дні.

1.4 Значення метеорології та кліматології для народного господарства

Метеорологія та кліматологія, як і будь-які інші науки, мають задовольняти практичні потреби суспільства. Тим більше, що метеорологічні умови справляють величезний різнобічний вплив на діяльність людини. Величезної

шкоди завдають такі стихійні лиха, як посухи, сильні вітри, повені. Інколи вони вражають господарства цілих держав і навіть супроводжуються людськими жертвами. Великої шкоди господарству завдають і такі явища, як сильні зливи та снігопади, гроза, град, сильні морози, приморозки, ожеледь, тумани, хуртовини, пилові бурі, суховії, велика спека тощо.

Для зменшення негативного впливу небезпечних явищ природи державна гідрометеорологічна служба повинна:

- а) забезпечувати різні галузі народного господарства та армію поточною гідрометеорологічною інформацією;
- б) організовувати детальне вивчення умов виникнення та поширення небезпечних метеорологічних явищ погоди;
- в) попереджати керівні органи різних рівнів держави про можливе виникнення небезпечних явищ;
- г) розробляти методи активного впливу на розвиток цих явищ;
- д) визначати кліматичні характеристики, які необхідні при проектування доріг, мостів та інших споруд.

Найбільше залежить від погоди та клімату сільськогосподарське виробництво. Взагалі можливість вирощування тих чи інших видів сільськогосподарських культур визначається необхідною кількістю тепла та світла, а врожайність їх – кількістю опадів та запасами вологи в ґрунті. У нашій країні близько 70 % площ, зайнятих сільськогосподарськими культурами, розміщені в районах недостатнього та нестійкого зволоження. Вибір оптимальних термінів сівби, доцільність та строки внесення мінеральних добрив, проведення різних агротехнічних та меліоративних заходів – усе це визначається метеорологічними умовами. Умови проведення посіву, обробітку ґрунту, збирання врожаю визначають продуктивність сільськогосподарських машин і врешті решт відбиваються на врожайності сільськогосподарських культур. Усі ці питання вивчаються у великому розділі метеорології, який має характер самостійної науки і називається **агрометеорологією**.

Іншим великим розділом є **транспортна метеорологія**. Серед різних видів транспорту найбільше залежить від погоди авіація. Низькі хмари, тумани, сильні опади, хуртовини, пилові бурі, грози, сильні вітри перешкоджають або навіть виключають зліт і посадку літаків. Із збільшенням швидкості літаків та відстані їх польотів метеорологічне забезпечення авіації ускладнюється. Навіть розвиток технічних засобів керування польотами літаків мало зменшує залежність авіації від погоди. Необхідною метеорологічною інформацією та прогнозами погоди авіацію забезпечують синоптики авіаційних метеорологічних станцій, які є в усіх аеропортах держави та світу.

Одним із важливих завдань гідрометеорологічної служби є забезпечення безпеки роботи річкового та морського флоту. Важливою для забезпечення плавання є інформація про сильні вітри, хвилювання води, тумани, ймовірність зустрічі з кригою. Отже прогнози погоди і штормові попередження повинні включати інформацію про ці явища.

Стан шляхів, умови видимості, снігові замети, наявність льоду на дорогах впливають на безпеку руху автомобільного транспорту. Тому для автомобілістів також складаються прогнози погоди на автошляхах. Відомості про метеорологічний режим широко використовуються при проектування та експлуатації споруд різного призначення: аеродромів, шосейних і залізних доріг, ліній електропередач, газо- і нафтопроводів, портів, гідроелектростанцій, водосховищ та житлових будинків. Зокрема кліматичні умови визначають товщину стін будинків, тривалість сезону опалення. В одних кліматичних умовах будівельники забезпечують максимальне проникнення світла до побутових та службових приміщень, а в інших вони повинні подбати про захист приміщень від надмірного їх нагрівання влітку.

Вивченням впливу погоди та клімату на організм людини, а також вивченням кліматичних умов курортів займається **медична кліматологія**.

Лісова кліматологія вивчає вплив кліматичних умов на ріст, розвиток та продуктивність лісів, вивчає мікроклімат лісів, а також вплив лісу на клімат прилеглої території.

Нарешті забруднення атмосфери залежить не лише від об'єму промислових викидів. Вміст газоподібних, твердих та рідких домішок в атмосфері великою мірою регулюється метеорологічними умовами, у першу чергу термічною стратифікацією атмосфери, швидкістю вітру, атмосферними опадами тощо. Забруднення атмосфери у великих містах суттєво залежить від того, чи достатньо в ньому зелених насаджень, наскільки враховано переважаючі напрямки вітрів, наскільки місто провітрюється.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Значення вивчення метеорології та кліматології для екологів.
2. Історія розвитку метеорологічних досліджень в світі та Україні.
3. Всесвітня метеорологічна організація, її функції і значення.
4. Супутникові метеоспостереження.

Питання для самоконтролю

1. Яка наука називається метеорологією? Що є предметом її вивчення?
Наведіть розділи метеорології
2. Що таке погода? Чим вона характеризується?
3. Що таке клімат? Охарактеризуйте три основних види клімату.
4. Наведіть фізико-географічні чинники, які впливають на клімат окремої ділянки епігеосфери.
5. Яка наука називається кліматологією? Що є предметом її вивчення?
6. Охарактеризуйте методи, що застосовуються в метеорології та кліматології.
7. Що таке метеорологічні спостереження? Яка програма спостережень на метеорологічних станціях?

8. Що Ви знаєте про здійснення метеоспостережень в Україні? У рамках якої всесвітньої організації здійснюється міжнародне співробітництво у метеоспостереженнях?

9. Охарактеризуйте значення метеорології та кліматології для народного господарства: для сільського та лісового господарств, для цілей транспорту, медицини, забезпечення екологічної безпеки.

10. Наведіть обов'язки Державної гідрометеорологічної служби в питаннях попередження негативного впливу небезпечних явищ природи.

ЛЕКЦІЯ 2. ХІМІЧНИЙ СКЛАД АТМОСФЕРИ ЗЕМЛІ. ВОДА В АТМОСФЕРІ

План

- 2.1. Поняття атмосфери, її значення. Еволюція атмосфери
- 2.2. Хімічний склад сухого повітря нижніх шарів атмосфери
- 2.3. Вода в атмосфері
- 2.4. Характеристики вологості повітря

Завдання на самопідготовку

2.1 Поняття атмосфери, її значення. Еволюція атмосфери

Атмосфера – (від грец. *атмос* – пара) це повітряна оболонка, що оточує Землю і обертається разом з нею. Утримується силою земного тяжіння. Густина атмосфери з висотою зменшується і атмосфера поступово переходить у космічний простір, тобто атмосфера не має чіткої верхньої межі. Умовно *метеорологічною межею атмосфери* вважають висоту 1000-1200 км, де ще інколи спостерігаються полярні сяйва. Згідно даних супутників, густина атмосфери наближається до густини міжпланетного середовища на висоті 2000-3000 кілометрів.

Маса атмосфери Землі $5,29 \cdot 10^{21}$ г – атмосферний тиск 1 атмосфера (Венери $4,2 \cdot 10^{23}$ г – понад 80 атмосфер, Марса $2,4 \cdot 10^{19}$ г – 0,006 атмосфери, на Меркурії немає ознак атмосфери). Половина всієї маси атмосфери Землі зосереджена в нижніх 5 км, 75 % – в нижніх 10 км, 90 % – в нижніх 20 км, 97 % – в нижніх 29 км, 99,8 % – в нижніх 60 км. Попри те, що маса атмосфери становить лише одну мільйонну частку маси Землі, вона відіграє вирішальну роль у різних природних циклах (кругообігу води, вуглецевому і азотному циклах).

Атмосфера забезпечує (функції атмосфери):

- фотосинтез та дихання (без їжі можна прожити тижні, без води – дні, без повітря – 3-4 хвилини);
- захист живих організмів від згубного впливу ультрафіолетового випромінювання завдяки наявності озонового шару;
- перенесення тепла і вологи;
- регулювання сезонного й добового коливання температури (якби не існувало атмосфери Землі добові коливання температури на поверхні сягали б 200 °С);
- існування атмосфери обумовлює низку складних екзогенних процесів (вивітрювання гірських порід, активність природних вод, мерзлоти, льодовиків тощо);
- захист від метеоритів, які проходячи крізь атмосферу, згорають в ній через тертя об повітря.

Сучасна атмосфера – це результат її тривалої еволюції. Атмосфера Землі, як і гідросфера, утворилися внаслідок дегазації мантиї. **Склад первинної атмосфери Землі**, що утворилася за рахунок виділення газів і води під час

розплавлення планетної речовини, був аналогічний складу летких компонентів у сучасних вулканічних виверженнях. Гази, що виділяються з сучасних вулканів, містять переважно водяну пару. Другим за значенням складовим компонентом атмосфери, є вуглекислий газ. Крім того з лав відганяються й інші компоненти:

- за температур 800-1000 °C це переважно «кислі дими» – HCl і HF;
- за температур 500°C – сірка та її сполуки – H₂S, SO₂ та ін.;
- за нижчих температур – борна кислота і солі амонію.

Кисень з'явився внаслідок взаємодії ультрафіолетового випромінювання Сонця з водою. Також пізніше кисень стали виділяти живі організми за рахунок фотосинтезу. Подальша еволюція атмосфери пов'язана головним чином із появою й розвитком органічного світу, перш за все рослинності.

2.2 Хімічний склад сухого повітря нижніх шарів атмосфери

Атмосферне повітря – природна суміш газів, з яких складається атмосфера. Основними газами сухого чистого (без водяної пари) повітря є азот, кисень та аргон, що становлять 99,96 %, на решту великої кількості газів (до 50) залишається 0,04 % (табл. 2.1 і табл. 2.2).

Таблиця 2.1 – Хімічний склад сухого повітря до висоти 90-95 км

Газ	Молекула	Об'ємний вміст, %	Масовий вміст, %	Густина у відношенні до повітря
Азот	N ₂	78,09	75,50	0,967
Кисень	O ₂	20,95	23,15	1,105
Аргон	Ar	0,934	1,292	1,379
Вуглекислий газ	CO ₂	0,0314	0,046	1,529
Неон	Ne	1,8·10 ⁻³	1,3·10 ⁻³	0,695
Гелій	He	5,2·10 ⁻⁴	0,72·10 ⁻⁴	0,138
Метан	CH ₄	1,6·10 ⁻⁴	8,4·10 ⁻⁵	0,552
Криптон	Kr	1,14·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁴	2,868
Водень	H ₂	5·10 ⁻⁵	8·10 ⁻⁵	0,070
Ксенон	Xe	8,7·10 ⁻⁶	4·10 ⁻⁵	4,524
Озон	O ₃	10 ⁻⁶ – 10 ⁻⁵	10 ⁻⁶ – 10 ⁻⁵	1,624

Таблиця 2.2 – Час життя основних компонентів атмосфери

Група газів	Назва	Час життя
Стійкі	Азот	близько декілька тисяч років
	Кисень	
	Аргон та інші інертні газы	
Нестійкі	Вуглекислий газ	декілька років (4-25)
	Водень	
	Метан	
	Окис азоту	
Сильно мінливі	Водяні пари	декілька діб
	Двоокис азоту	
	Двоокис сірки	

До складу реальної атмосфери входять також водяна пара та **аерозолі** (тверді і рідкі частинки різного походження, що перебувають в атмосфері у завислому стані).

Властивості газів, що входять до складу атмосферного повітря під тиском змінюються. Наприклад: кисень під тиском понад 2-х атмосфер чинить отруйну дію на організм. Азот під тиском понад 5 атмосфер чинить наркотичну дію (азотне сп'яніння). Швидкий підйом з глибини викликає кесонну хвороба через бурхливе виділення бульбашок азоту з крові, як би спінюючи її. Підвищення вуглекислого газу більше 3 % в дихальній суміші викликає смерть. Кожен компонент, що входить до складу повітря, з підвищенням тиску до певних меж стає отрутою, здатним отруїти організм.

Життєво важливе значення основних газів загальновідоме. Для атмосферних процесів найбільше значення мають малі складові атмосфери. Це вуглекислий газ, озон, аерозолі та водяна пара.

Вуглекислий газ (CO_2) надходить до атмосфери при виверженні вулканів, внаслідок розкладання органічних речовин, у процесі горіння та дихання тварин, а витрачається у процесі фотосинтезу рослин. Він також засвоює та випромінює довгохвильову радіацію і разом з водяною парою, метаном, озоном в атмосфері бере участь у створенні парникового ефекту (рис. 2.1).

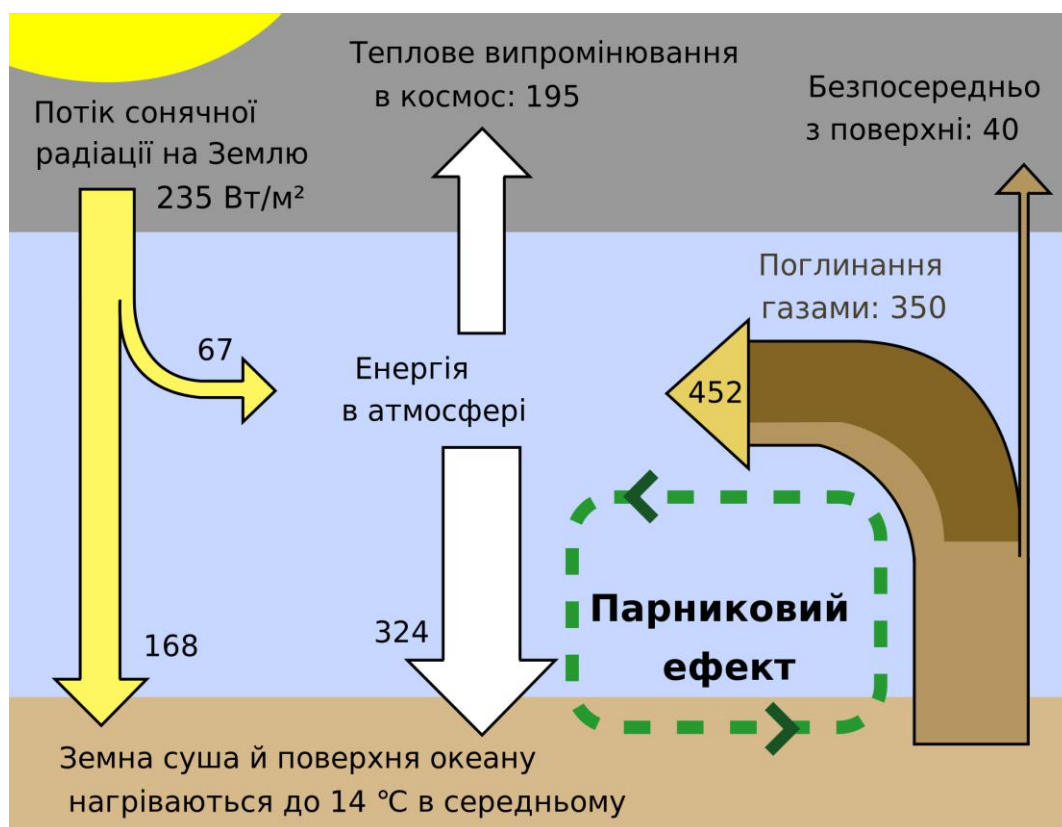


Рисунок 2.1 – Схема парникового ефекту в атмосфері

Парниковий ефект – явище в атмосфері, при якому енергія сонячних променів, відбиваючись від поверхні, не може повернутися у космос, оскільки

ки затримується молекулами різних газів, що призводить до підвищення температури поверхні. Без парникового ефекту температура поверхні Землі за оцінками була б приблизно на 33° нижчою, ніж є насправді, і становила б -18°C .

За рахунок господарської діяльності людини за останні 90 років ХХ ст. вміст вуглекислого газу в атмосфері збільшився на 25 % (рис. 2.2). Вважається, що підвищення концентрації парникових газів в атмосфері, зокрема вуглекислого газу, зумовлює прогресуюче поступове підвищення температури поверхні Землі, що призводить до зміни клімату у глобальних масштабах – **глобального потепління**.

Кількість вуглекислого газу в повітрі залежить від багатьох факторів. У північних широтах його менше, ніж у помірних, над океаном менше ніж над суходолом, вдень менше, ніж уночі.

Озон (O_3) – це алотропічна видозміна кисню або трьохатомний кисень. Його в атмосфері дуже мало – від $2 \cdot 10^{-6}$ % взимку до $7 \cdot 10^{-6}$ % влітку. Але вважається, що його значення для життя на Землі дуже велике: він захищає живі організми від згубної дії короткохвильової ультрафіолетової радіації (УФР).

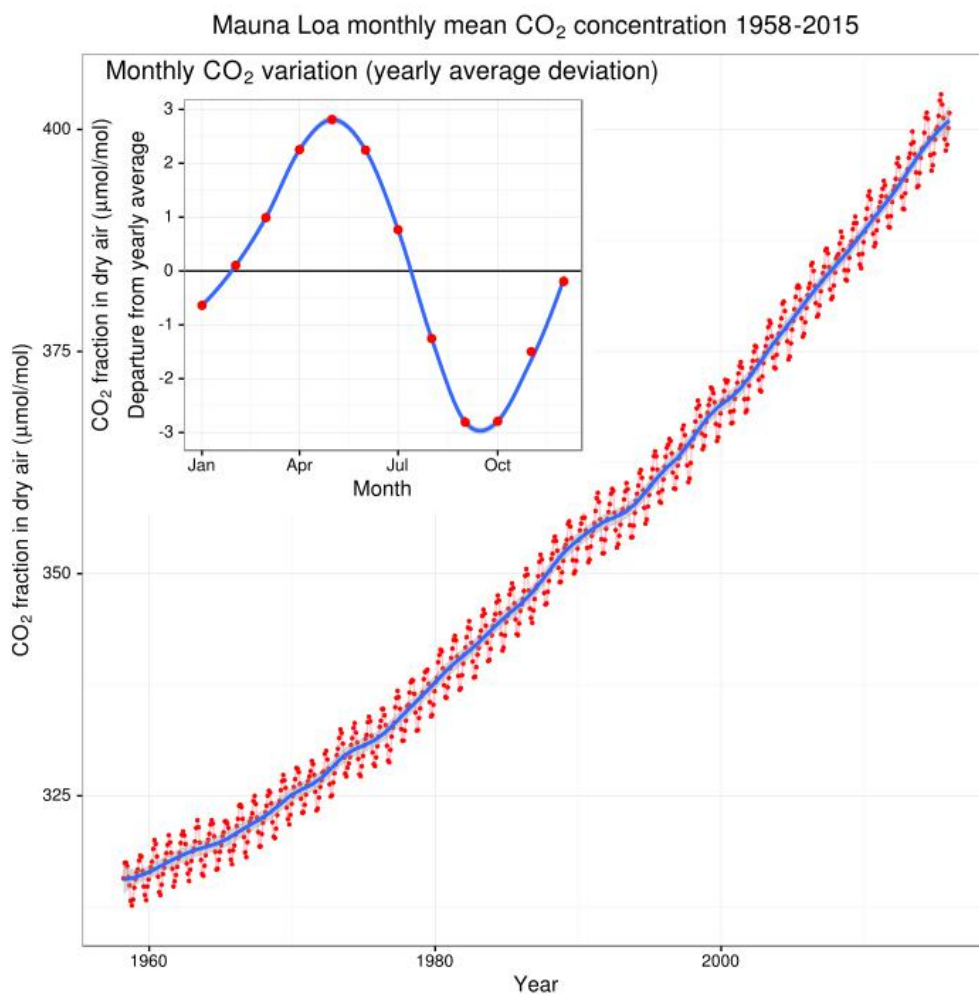


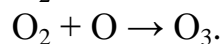
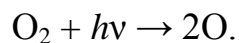
Рисунок 2.2 – Графік Кілінга, ілюструє збільшення концентрації парникових газів (CO_2) в атмосфері протягом 1958-2015 рр.

В той же час озон дуже отруйний газ, знищує плісняву і бактерії. Озону поблизу поверхні землі всього $0,07 \cdot 10^{-6}$, в деяких районах під час смогу досягає $0,5 \cdot 10^{-6}$. Уже така концентрація озону за півгодини призводить до загибелі деяких видів рослин. Дихальні шляхи людини озон подразнює при об'ємній концентрації $0,1 \cdot 10^{-6}$. Концентрація $5 \cdot 10^{-6}$ вже небезпечна для життя.

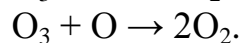
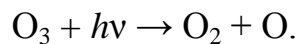
Фотохімічна теорія озону Чепмена:

У високих шарах атмосфери озон постійно утворюється і розкладається.

Утворюється під дією УФР з довжиною хвилі $< 0,170$ мкм: молекули кисню збуджуються і розкладаються на два атоми, які легко приєднуються до молекул кисню:



Розкладається під дією УФР більшої довжини хвиль, особливо $0,255$ мкм та при взаємодії з атомарним киснем:



У нижніх шарах атмосфери озон утворюється при грозових розрядах, а в лабораторіях при розкладі води під дією електричного струму.

Озон розповсюджений нерівномірно. Найменше його над екватором, найбільше над субполярними широтами ($70-80^\circ$ пн. ш. і $60-70^\circ$ пд. ш.) і далі до полюсів знову різко зменшується. Навколополярний мінімум в Антарктиді виражений краще і охоплює більшу площу, ніж в Арктиці. Цей мінімум має назву *Антарктичної діри* (рис. 2.3).

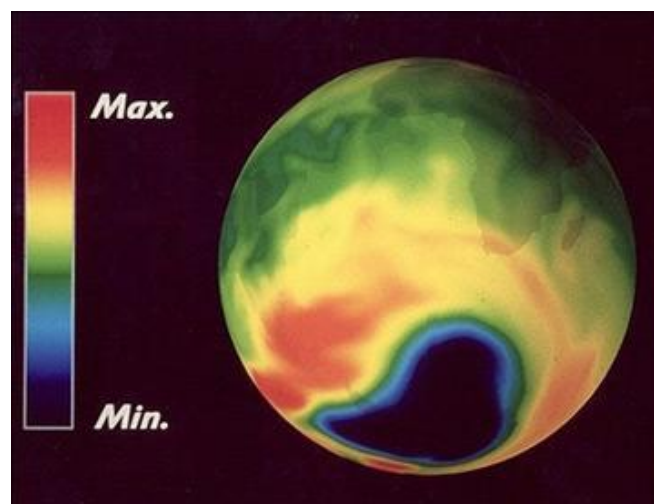


Рисунок 2.3 – Географічний розподіл озону

Основна маса озону зосереджена в **озоносфері** – на висоті від 10 км до 50 км. Максимум концентрації озону спостерігається на висоті 20-25 км. Загальний вміст озону у вертикальному стовпі повітря малий. Якщо привести весь озон до рівня моря за нормального атмосферного тиску та температурі 0 °С, то одержимо шар озону товщиною 3 мм при коливанні у різних місцях від 1 до 6 мм. Останніми роками спостерігається деяке зменшення загального вмісту озону в атмосфері, особливо у стратосфері. Натомість у приземному шарі є тенденція до його збільшення, особливо у місцях концентрованого забруднення атмосфери.

Озонова діра – це локальне зниження концентрації озону в стратосфері на 10-40 %. Існує декілька теорій їх виникнення:

- процес утворення «озонових дір» значною мірою природний і майже не пов'язаний із шкідливою дією людської цивілізації;
- до значного зменшення потужності озонового шару призвело зростання антропогенного навантаження у вигляді: виділення фреонів, застосування азотних добрив, синтез нітросполук, ядерні вибухи. Особливу небезпеку мають вибухи нейтронних бомб, здатних уцент зруйнувати озоновий екран над цілими регіонами.

Аерозолів в атмосфері дуже багато. В 1 см³ повітря в промислових центрах їх є десятки тисяч, у сільській місцевості тисячі, у повітрі над океанами сотні, а в атмосфері на висоті 5-10 км – кілька десятків. З таблиці 2.3 видно, що вклад безпосередньої людської діяльності в аерозольне забруднення становить ~16 %.

Таблиця 2.3 – Вклад різних джерел в аерозольне забруднення атмосфери, %

Джерела забруднення	% від загального
Природні джерела	
Підняття вітром з суходолу	19
Морська піна	11
Лісові пожежі	6
Вулкани	6
Утворення солей: нітратів	16
амонію	10
сульфатів	7
гідрокарбонатів	7
Космічні джерела	2
Усього	84
Антропогенні джерела	
Викиди	4
Утворення солей: сульфатів	8
гідрокарбонатів	3
нітратів	1
Усього	16

Властивості аерозолів в атмосфері:

- плавають в атмосфері тривалий час, найдрібніші не опускаються на землю роками і переносяться повітряними течіями на десятки тисяч кілометрів;

- зменшують надходження сонячної енергії до поверхні Землі, оскільки вони збільшують планетарне альbedo Землі;
- можуть завдавати великої шкоди врожайності с/г-культур, лісовому господарству, продуктивності тварин, будівлям та здоров'ю людей.

2.3 Вода в атмосфері

Атмосфера містить близько $1,3 \div 1,5 \times 10^{16}$ кг води, основну масу якої зосереджено у нижніх її шарах. Кількість водяної пари змінюється зі зміною температури і становить від 0,1 % до 4 % за об'ємом: чим вища температура, тим вміст пари більше і навпаки. Внаслідок коливання кількості водяної пари в повітрі процентний вміст у ньому газів також змінюється.

Вага повітря змінюється в залежності не тільки від температури, але і від вмісту в ньому водяної пари. *При однаковій температурі вага сухого повітря більше, ніж вологого, тому що водяна пара значно легше повітря.*

Фазові перетворення води на земній поверхні та в атмосфері мають великий вплив на формування клімату. Вода постійно випаровується із земної поверхні, і на це витрачається велика кількість тепла, це ~ 30 % засвоєного земною поверхнею сонячного тепла. Водяна пара разом з повітрям переноситься догори, а повітряні течії переносять її на величезні відстані. При зниженні температури повітря водяна пара досягає стану насичення і при подальшому її зниженні водяна пара перетворюється в рідкий чи твердий стан. Так виникають хмари та тумани. При певних умовах із хмар випадають опади. Такий кругообіг води відбувається постійно.

Сама по собі водяна пара в атмосфері суттєво впливає на температуру земної поверхні і самої атмосфери. Вона засвоює випромінювання земної поверхні і у свою чергу випромінює радіацію у напрямку земної поверхні, створюючи *парниковий ефект*. При конденсації водяної пари в атмосфері вивільняється все приховане тепло. Опади, що випадають із хмар, є важливими компонентами погоди і клімату.

Випаровування – це фізичний процес перетворення води з рідкого стану в газоподібний.

Фізичне випаровування – випаровування з водної та земної поверхні.

Транспірація – випаровування води рослинами.

Сумарне випаровування – випаровування та транспірація разом.

Фактичне випаровування залежить від:

- температури повітря і води,
- швидкості вітру,
- атмосферного тиску,
- ступеня насичення повітря вологою,
- наявності вологи на поверхні,
- характеру земної поверхні та рослинного покриву.

Випаровуваність або випарність – це максимально можливе за даної температури випаровування, не обмежене запасом вологи; показує, скільки

води випарувалося б з одиниці площі відповідної території (або товщина цього шару) при необмежених запасах вологи.

Випаровування – процес складний. Одні молекули відриваються від водної поверхні, інші одночасно повертаються з повітря до водної поверхні. Коли до поверхні повертається стільки ж молекул, скільки відривається, то випаровування немає. Настає рівновага молекул в обох напрямках. Такий стан і називають **насиченням**. Водяну пару у цьому стані і повітря, яке вміщує цю водяну пару, називають **насиченими**. Тиск водяної пари у стані насичення називають **тиском насиченої водяної пари E** .

2.4 Характеристики вологості повітря

Вміст водяної пари у повітрі називають **вологістю повітря**. Є різні величини для оцінки вологості повітря. Між більшістю з них є чітке співвідношення.

Водяна пара, як і будь-який газ, створює певний тиск. Тиск водяної пари пропорційний його щільності і його абсолютній температурі.

1. Тиск водяної пари у стані насиченості називають **тиском насиченої водяної пари E** . Це максимальний тиск водяної пари, можливий за даної температури. Визначається емпіричною формулою Магнуса

$$E = E0 \cdot 10^{at/(b+t)}, \text{ гПа} \quad (2.1)$$

де $E0 = 6,107$ гПа – тиск насиченої пари за температури $t = 0$ °С.

Тиск насиченої водяної пари над чистою водою і над льодом відрізняється (для води: $a = 7,6326$, $b = 241,9$; для льоду: $a = 9,5$, $b = 265,5$).

Тиск насиченої водяної пари залежить від температури повітря, тобто *чим вища температура, тим більше водяної пари може вміщуватись у повітрі* (рис. 2.4).

При підвищенні температури на кожні 10 °С тиск насиченої водяної пари збільшується майже вдвічі. За температури 30 °С повітря може вміщувати водяної пари в 7 разів більше, ніж при 0 °С.

Крім графіка, тиск насиченої водяної пари можна визначити за психрометричними таблицями.

2. Дуже часто повітря вміщує водяної пари менше, ніж потрібно для його насичення за даної температури. **Парціальний тиск водяної пари e** – такий тиск, який міг би бути у випадку вилучення з атмосфери усіх газів та домішок за винятком водяної пари; внесок водяної пари у загальний тиск повітря. Визначають за основною психрометричною формулою

$$e = E' - A \cdot p \cdot (t - t'), \text{ гПа} \quad (2.2)$$

де E' – тиск насиченої водяної пари при температурі поверхні, що випаровує, (t'), гПа;

A – стала психрометра, яка для станційного психрометра дорівнює 0,0007947, а для аспіраційного психрометра 0,000662;

p – атмосферний тиск, гПа;

t – температура сухого термометра, °С;

t' – температура змоченого термометра, °С.

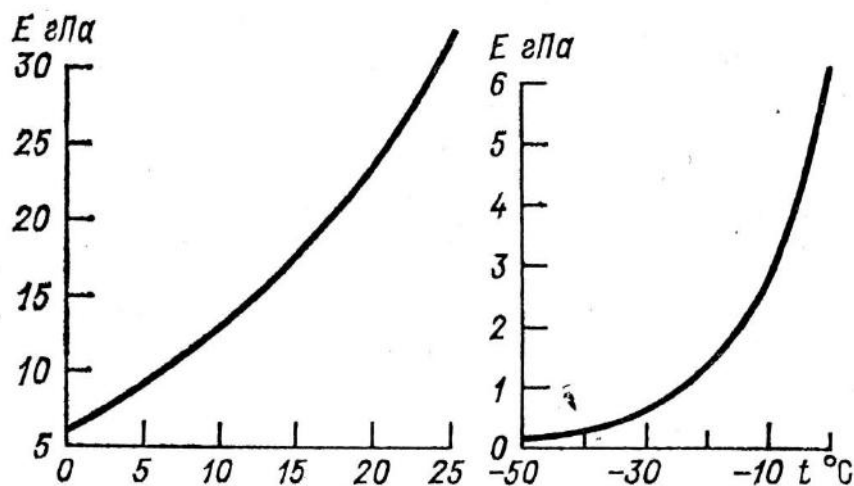


Рисунок 2.4 - Тиск насиченої водяної пари залежно від температури

3. Ступінь приближення повітря до стану його насичення характеризують відносною вологістю. **Відносна вологість повітря f** – відношення кількості водяної пари, що знаходиться в газі за даних умов, до максимально можливої кількості водяної пари в газі за тих же умов; відношення фактичного парціального тиску водяної пари, яка міститься в повітрі, до тиску насиченої водяної пари за даної температури, виражене у відсотках

$$f = (e / E) \cdot 100 \% \quad (2.3)$$

Наприклад, за температури 20 °С тиск насиченої пари $E = 23,4$ гПа. Якщо фактичний тиск водяного пару у повітрі $e = 11,7$ гПа, то відносна вологість повітря $f = (11,7 / 23,4) \cdot 100 = 50 \%$.

4. **Дефіцит насичення d** – це різниця між тиском насиченої водяної пари E за даної температури повітря і фактичним тиском водяної пари e в повітрі

$$d = E - e, \text{ гПа} \quad (2.4)$$

Дефіцит насичення показує, скільки водяної пари не вистачає для насичення повітря за даної температури.

4. **Абсолютна вологість a** (лат. *absolutus* – повний) – це маса водяної пари в грамах в 1 м³ повітря, її щільність (г/м³). Абсолютну вологість не вимірюють, а обчислюють за виразом

$$a = 217 \cdot e / T, \text{ г/м}^3, \quad (2.5)$$

де e в гПа, а T – в Кельвінах (К), або за виразом

$$a = 0,8 \cdot e / (1 + \alpha \cdot t), \text{ г/м}^3, \quad (2.6)$$

де α – коефіцієнт температурного розширення повітря, який дорівнює $1/273 = 0,004$,

t – температура, °С.

5. Точка роси td (температура точки роси) – це температура, при якій водяна пара, що міститься в повітрі, досягає стану насичення за незмінного атмосферного тиску. Наприклад, якщо при температурі повітря 15 °С парціальний тиск водяної пари 12,3 гПа, то таке повітря не насичене. Щоб воно стало насиченим, потрібно знизити його температуру до 10 °С. Ця температура (10 °С) в даному випадку і є точкою роси. При насиченні повітря водяною парю точка роси дорівнює фактичній температурі.

6. Масова частка водяної пари S – відношення маси водяної пари у певному об'ємі повітря до загальної маси вологого повітря у тому ж об'ємі; цю величину можна інтерпретувати як маса водяної пари у грамах, що є в 1 г вологого повітря (г/г).

$$S = 0,622 \cdot e / (p - 0,378 \cdot e), \% \quad (2.7)$$

де $0,622$ – відношення молекулярних мас водяної пари і сухого повітря;

e – парціальний тиск, гПа;

p – атмосферний тиск, гПа.

Це величина безрозмірна і виражається в проміле (‰), оскільки p у багато разів більше, ніж e .

7. До характеристик вологості повітря можна віднести і висоту рівня конденсації водяної пари h в атмосфері. Її можна визначити за формулою

$$h = 122 (t - td), \text{ м} \quad (2.8)$$

де h – висота рівня конденсації, м;

t – температура повітря поблизу земної поверхні,

td – точка роси цього повітря.

Якщо відома відносна вологість повітря поблизу земної поверхні f , то висоту рівня конденсації можна визначити за формулою Іполітова

$$h = 22 \cdot (100 - f). \quad (2.9)$$

Одержану висоту слід вважати наближеною і заокруглити її до найближчих сотень метрів.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Методи та прилади для вимірювання вологості повітря.
2. Унікальні властивості води. Переохолоджена вода.
3. Проблема глобального потепління: можливі причини та прогнозовані наслідки.
4. Дослідження проблеми виснаження озонового шару Землі.
5. Міжнародне співробітництво в питаннях зменшення забруднення атмосферного повітря.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю «атмосфера». Наведіть її основні функції.
2. Охарактеризуйте склад первинної атмосфери Землі.
3. Дайте визначення поняттю «атмосферне повітря». Наведіть хімічний склад сухого повітря (до висоти 90-95 км) у об'ємних долях.
4. Охарактеризуйте час життя основних компонентів атмосфери.
5. Наведіть джерела надходження і шляхи витрати вуглекислого газу в атмосфері. Охарактеризуйте роль вуглекислого газу у створенні парникового ефекту.
6. Розповсюдження і функції озону в атмосфері.
7. Опишіть фотохімічну теорію озону Чепмена.
8. Дайте визначення поняттю «озонова діра». Наведіть основні теорії її виникнення.
9. Дайте визначення поняттю «аерозоль». Опишіть вклад різних джерел в аерозольне забруднення атмосфери. Наведіть властивості аерозолів.
10. Охарактеризуйте вміст вологи в повітрі в залежності від його температури. Як у залежності від вологості повітря змінюється його вага?
11. Визначте різницю понять «випаровування», «випаровуваність», «випарність».
12. Визначте основні характеристики вологості повітря.

ЛЕКЦІЯ 3. ВЕРТИКАЛЬНА БУДОВА АТМОСФЕРИ. РІВНЯННЯ СТАНУ СУХОГО І ВОЛОГОГО ПОВІТРЯ

План

- 3.1. Вертикальна будова атмосфери
- 3.2. Атмосферний тиск і засоби його вимірювання
- 3.3. Температура повітря і засоби його вимірювання
- 3.4. Рівняння стану сухого і вологого повітря

Завдання на самопідготовку

3.1 Вертикальна будова атмосфери

Нижньою межею атмосфери є поверхня планети Земля, а її верхню межу «умовно проводять» на висоті 2000-3000 км. Згідно з сучасними поглядами, атмосфера має шарувату будову і поділяється на:

- гомосферу і гетеросферу (за ознакою зміни газового складу атмосферного повітря);
- тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу і екзосферу (за ознакою зміни температури, відносної вологості та рухомості атмосферного повітря).

Згідно закону Дальтона в атмосфері має бути гравітаційний поділ газу, тобто при збільшенні висоти кількість важких газів має зменшуватись швидше, ніж легких і тому на значній висоті повинні переважати легкі гази. Але виявилось, що до висоти 90-100 км немає дифузної рівноваги газів, повітря тут інтенсивно перемішується і тому до цієї висоти зберігається постійний відсотковий вміст основних газів атмосфери. Шар атмосфери до висоти 90-100 км, де зберігається постійний відносний вміст основних газових компонентів, називається **гомосферою**. Чисте сухе атмосферне повітря являє собою механічну суміш (у відсотках за об'ємом) таких газів: N_2 (78,08 %), O_2 (20,95 %), Ar (0,93 %), CO_2 (0,03 %). При цьому кисень і азот на усіх висотах у межах гомосфери містяться практично у незмінних кількостях (коливання становлять 0,004 %). Крім того, в гомосфері завжди міститься пара води, кількість якої залежить від стану погоди, характеру місцевості та багатьох інших чинників.

Вище 100 км спостерігається значна зміна складу повітря. Тут насправді відбувається гравітаційний поділ газів. Так, вміст важкого аргону при подальшому піднятті вгору помітно зменшується. Але основним процесом, що викликає зміну складу повітря вище 100 км є дисоціація або розклад молекул під дією сонячної радіації з довжиною хвилі менше 0,24 мкм. До складу повітря входять уже не молекули газів, а їх атоми та іони. На висотах 100-800 км головними компонентами газового складу атмосферного повітря є атомарний кисень – O (до 90 % за об'ємом), водень (до 10 %) і атомарний азот – N (до 0,1 %). На висотах більше – це в основному атомарний водень та гелій, а вище 3000 км переважає водень (рис. 3.1). Шар атмосфери вище гомосфери, де склад повітря змінюється при зміні висоти внаслідок фотодисоціації газових

молекул і спостерігається зменшення молекулярної ваги повітря, називається **гетеросферою**.

Слід також відзначити, що зі збільшенням висоти над землею (на рівні моря) поступово зменшується величина концентрації молекул, атомів, іонів та інших частинок у атмосферному повітрі. Внаслідок цих процесів відносна молекулярна маса повітря зменшується до 16 кг/моль на висоті 500 км замість 28,96 поблизу поверхні Землі. Сильно розріджена атмосфера у вигляді заряджених атомів простягається до 2000-3000 км, де вона поступово переходить у космічний простір з кількістю частинок близько 100 см^{-3} .

У вертикальному напрямку температура змінюється у 500 разів швидше, ніж у горизонтальному. Крім того, у різних шарах атмосфери спостерігаються різні особливості зміни температури. Тому Всесвітня метеорологічна організація в 1962 р. виділила п'ять основних сфер і чотири проміжні, які було названо «паузами» (рис. 3.2).

Найнижчий шар атмосфери називається **тропосфера**. Середня товщина тропосфери поблизу полюсів 7-9 км, у помірних широтах 10-12 км, поблизу екватора 16-18 км. Її товщина змінюється протягом року: взимку вона менша.

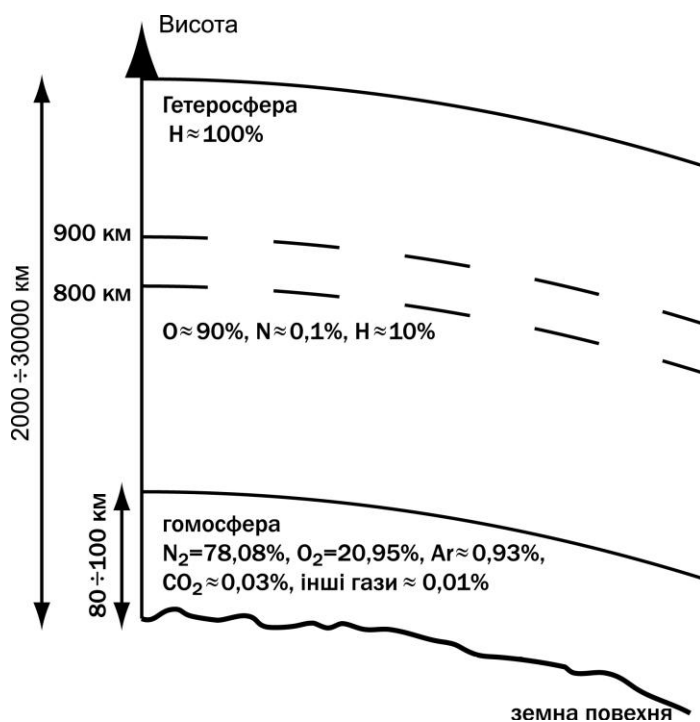


Рисунок 3.1 – Змінення газового складу атмосферного повітря залежно від висоти над землею

На товщину тропосфери впливає широта місцевості, а також циркуляція атмосфери – над областями високого тиску вона більша, над областями низького тиску – менша.

Для тропосфери характерне зниження температури на $6,5^\circ$ на кожний кілометр піднесення. Це зниження температури свідчить про радіаційний розподіл температури.

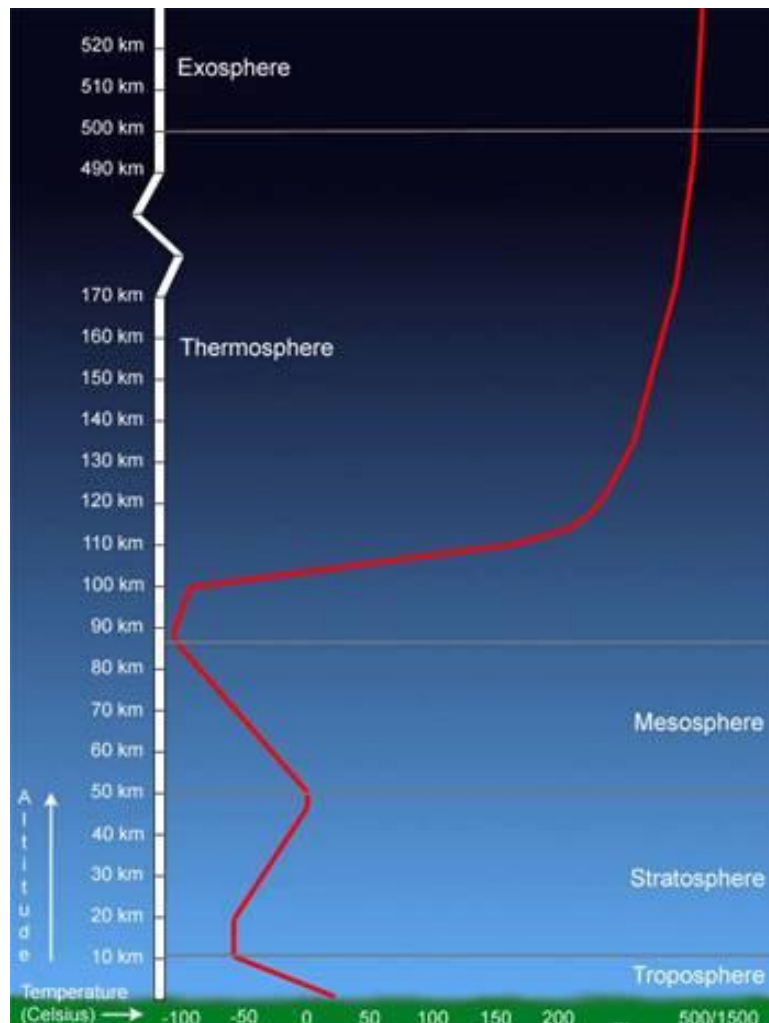


Рисунок 3.2 – Вертикальний розріз атмосфери

У тропосфері зосереджена основна маса атмосфери від 75 % у високих та помірних широтах, до 90 % у низьких. В ній зосереджено до 95 % маси водяної пари. Тут спостерігається інтенсивне перемішування повітря, утворюються усі основні хмари і виникають усі метеорологічні явища. Саме тут відбуваються усі процеси, які й визначають погоду та клімат місцевості.

Середня температура повітря на верхній межі тропосфери над екватором близько -70°C , над помірними широтами $-50-60^{\circ}\text{C}$, над північним полюсом -65°C взимку та -47°C влітку. Середня багаторічна температура повітря поблизу земної поверхні $+15^{\circ}\text{C}$.

За характером взаємодії між земною поверхнею у тропосфері виділяють **граничний шар** або **шар тертя** висотою до 1-1,5 км. У цьому шарі швидкість вітру зменшується тим більше, чим ближче до земної поверхні. Вище цього шару земна поверхня уже не впливає на вітер. Крім того, у цьому шарі добре виражені добові зміни метеорологічних величин, особливо температури повітря.

Нижню частину граничного шару називають **приземним шаром**. Товщина цього шару 50-100 м. Внаслідок контакту цього шару безпосередньо із

земною поверхнею тут спостерігаються найбільші добові зміни температури. Температура вдень швидко знижується при віддаленні від земної поверхні, а вночі часто підвищується.

Між тропосферою і наступною стратосферою існує перехідний шар, який називається **тропопауза**. Товщина тропопаузи змінюється від кількох сотень метрів до 1-2 км. Нижньою межею тропопаузи є рівень, де температура повітря з висотою починає підвищуватись, або не змінюється, або знижується дуже повільно.

Стратосфера – це шар атмосфери, що розташований над тропопаузою до висоти 50-55 км. У цьому шарі температура повітря з висотою в середньому спочатку не змінюється. Але починаючи з висоти 25 км температура повітря підвищується близько 2,8 °С на кожен кілометр висоти. Тому на верхній межі стратосфери середня річна температура повітря близько 0 °С із можливими відхиленнями в обидва боки на кілька градусів.

Саме в цьому шарі атмосфери міститься *атмосферний озон*. Він активно засвоює ультрафіолетову радіацію. Це і є головною причиною підвищення температури в стратосфері.

Водяної пари в стратосфері дуже мало. Але на висоті 23-28 км у високих широтах інколи спостерігаються так звані *перламутрові хмари*, які складаються з переохолоджених крапель води (рис. 3.3).



Рисунок 3.3 – Перламутрові хмари

Вдень їх не видно, а вночі вони ніби світяться, оскільки підсвічуються променями Сонця, яке перебуває під горизонтом. Перехідний шар між стратосферою і мезосферою називається **стратопаузою**.

Мезосфера або середня сфера – шар атмосфери, що розташований над стратосферою до висоти 85-95 км. Тут температура повітря з висотою знову знижується на 3,5 °С на кожен кілометр висоти. Тому поблизу верхньої межі середня температура змінюється від -85 до -90 °С. На висоті 82-85 км інколи спостерігаються легенькі *сріблясті хмари* (рис. 3.4), які складаються з дуже дрібних кристаликів льоду. Вони також вночі підсвічуються променями Сонця.

Ні перламутрові ні сріблясті хмари не впливають на стан атмосфери поблизу земної поверхні. Перехідний шар над мезосферою називається **мезопаузою**.



Рисунок 3.4 – Сріблясті хмари

Термосфера або тепла сфера – це шар атмосфери, який розташований над мезопаузою і простягається до висоти близько 800 км. Температура повітря тут підвищується: на висоті 150 км вона досягає 220-240 К ($-53-33^{\circ}\text{C}$), на висоті 200 км – 500 К (227°C), а на верхній межі термосфери $\sim 1000-1700^{\circ}\text{C}$ залежно від міри сонячної активності. Температура підвищується тут головним чином в результаті засвоєння сонячної радіації киснем, який в результаті цього розкладається на атоми.

Слід пам'ятати, що частинки атмосферних газів рухаються тут з дуже великими швидкостями, але густина повітря дуже мала. Тому температура тут характеризує лише кінетичну енергію руху молекул. Температура сторонніх тіл (супутники) визначається засвоєною сонячною радіацією та теплообміном з навколишнім середовищем. Над термосферою розташовується **термопауза**.

Екзосфера – це зовнішня частина атмосфери, шар розсіювання, що простягається до так званої земної корони на висоті 2000-3000 км. Швидкість руху частинок газів дуже велика, але густина повітря зовсім мала. Частинки газів можуть облітати Землю за еліптичними орбітами і не зустрічатись між собою. У кожному кубічному сантиметрі повітря корони є близько тисячі частинок, а в міжпланетному просторі в десять разів менше. Температура повітря в цьому шарі підвищується до 2000 К.

Атмосфера також не однорідна за ступенем концентрації іонів. Шар атмосфери товщиною до 60-90 км, в якому не заряджені частинки переважають над іонами, називається **нейтросферою**. Шар атмосфери товщиною від 60-90 км до 400 км, в якому спостерігається відносно велика концентрація позитивних молекулярних і атомних іонів та вільних електронів, називається **іоносферою** (рис. 3.5).

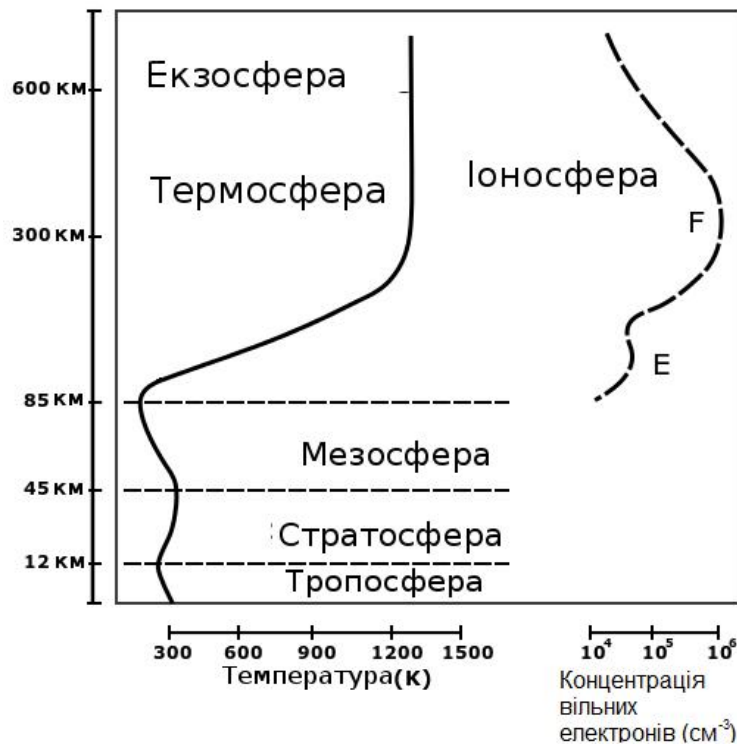


Рисунок 3.5 – Залежність температури газу і концентрації вільних електронів від висоти

В іоносфері виділяють кілька *шарів із максимальною іонізацією*: **шар D** на висоті 60-90 км, **шар E** – на висоті 90-160 км, **шар F1** – на висоті 160-200 км і **шар F2** – вище 200 км. Положення іоносферних шарів та концентрація іонів у них весь час змінюється. Від ступеня іонізації залежить електропровідність атмосфери. В іоносфері вона в 1012 разів більша, ніж поблизу поверхні Землі. Радіохвилі в іоносфері поглинаються, заломлюються та відбиваються. Саме внаслідок відбивання в іоносфері коротких радіохвиль можливий дальній радіозв'язок. Оскільки положення цих шарів і концентрація іонів постійно змінюються, то змінюються і умови поглинання, заломлення, відбивання та розповсюдження радіохвиль, а значить і якість зв'язку.

В іоносфері епізодично спостерігаються полярні саява та близьке до нього за природою світіння нічного неба, а також різкі коливання магнітного поля, так звані іоносферні магнітні бурі. **Полярне саяво** – екзотичне епізодичне світіння нічного неба у високих широтах планети; спостерігається на висотах від 60 км до 1000 км; явище виникає під дією бомбардування розрідженого повітря зарядженими частинками «сонячного вітру», тобто потоками заряджених часточок (протони та електрони), які досягають земної атмосфери при спалахах на Сонці.

Шар верхньої атмосфери від стратосфери до термосфери ще називаються **хемосферою (хімічною сферою)**, оскільки тут відбуваються фотохімічні реакції за участю кисню, озону, азоту, гідроксилу натрію тощо.

3.2 Атмосферний тиск і засоби його вимірювання

Основними величинами, які характеризують фізичний стан газу, є тиск, температура і густина. Ці величини пов'язані між собою рівнянням, яке носить назву рівняння стану газу.

Тиск – це модуль нормальної сили, яка діє з боку нерухомого газу на будь-яку площадку внаслідок бомбардування її молекулами, віднесений до площі. **Атмосферний тиск** – це сила, з якою атмосферне повітря тисне на земну поверхню, організми і предмети, «розташовані» в ній.

В Міжнародній системі одиниць тиск вимірюється в паскалях ($1 \text{ Па} = 1 \text{ Н/м}^2$). Одиниця тиску прийнята в метеорології це сто паскалів або *гектопаскаль* (гПа). Середній тиск на рівні моря $\sim 1013,25$ гПа.

Атмосферний тиск зменшується із збільшенням висоти згідно із співвідношенням

$$dP = \rho(H) \cdot g \cdot dH \quad (3.1)$$

де P – величина атмосферного тиску, Па;

$\rho(H)$ – щільність атмосферного повітря (залежно від висоти), кг/м^3 ;

g – прискорення вільного падіння, м/с^2 ($9,81 \text{ м/с}^2$);

H – висота над земною поверхнею на рівні моря, м.

Відбувається таке внаслідок зменшення сили земного тяжіння при зростанні висоти над поверхнею Землі.

Досить значний вплив на величину атмосферного тиску здійснює неупорядкований рух молекул, атомів, іонів та інших частинок газів атмосферного повітря, які мають температуру, що відрізняється від «абсолютного нуля», та низка інших чинників. Тому найбільш точні закономірності зміни величини атмосферного тиску залежно від висоти над рівнем моря відображені на рисунку 3.6 і отримують експериментальним вимірюванням.

Експериментальне вимірювання величини атмосферного тиску виконується за допомогою спеціальних приладів – **барометрів**, які можуть бути розміщені у незагерметизованих приміщеннях наземних метеорологічних станцій, на «кулях-зондах», на літальних апаратах, космічних літальних апаратах тощо. Розрізняють два основних види барометрів – ртутні та барометри-анероїди. Ртутний барометр являє собою запаяну з одного кінця скляну (проградуйовану у міліметрах) прозору трубку з площею поперечного перетину в 1 см^2 , заповнену ртуттю. Коли тиск атмосферного повітря підвищується, стовпчик ртуті у трубці зростає, коли знижується – падає.

Висота стовпчика ртуті на рівні моря при температурі 0°C на широті 45° становить 760 мм. Ця величина прийнята за **нормальний атмосферний тиск**. Для нижніх шарів гомосфери на кожні 100 м підйому тиск знижується на 10 мм ртутного стовпчика).

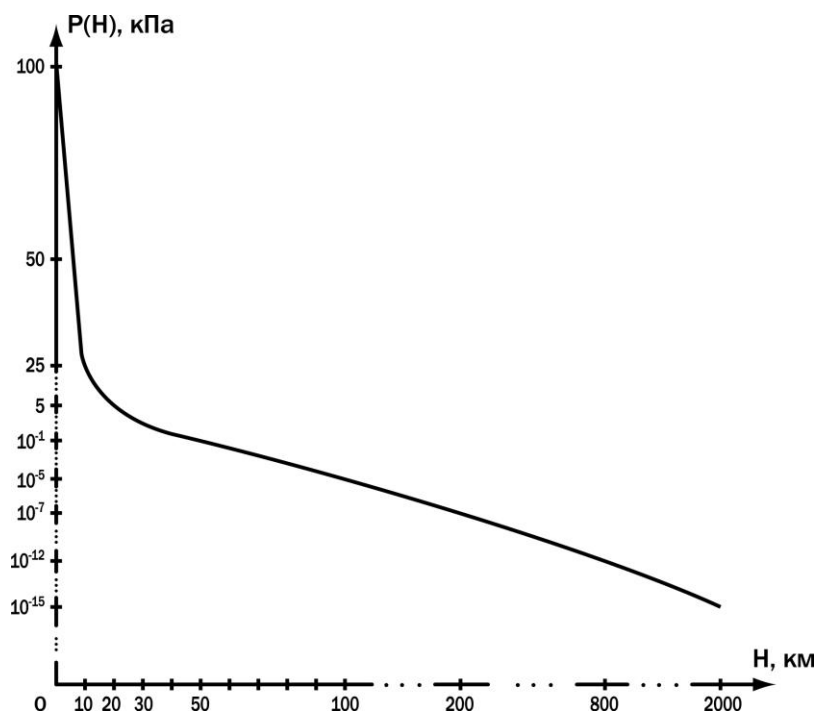


Рисунок 3.6 – Характер змін величини атмосферного тиску залежно від висоти над рівнем моря

1 Атм = 760 мм рт.ст. = 10,33 м вод. ст.

1 Ат (технічна атмосфера) = 735,56 мм рт.ст. = 10 м вод.ст.

Громіздкі ртутні барометри незручні у застосуванні, тому широке розповсюдження отримали **барометри-анероїди**. (від грец. *α*, «не» та грец. *νηρος*, «вологий» – тобто «безводний»), в яких зміна атмосферного тиску змушує стискуватися або розширюватися гофровану металеву коробку (*вакуумну камеру*) з розрідженим повітрям усередині. Ці деформації, за допомогою системи важелів та шарнірів, передаються стрілці, що рухається по шкалі, на якій стоять позначки, що відповідають тиску (рис. 3.7).

Величина атмосферного тиску біля поверхні конкретної ділянки епігеосфери залежить від висоти розташування цієї ділянки над рівнем моря, від температури нагріву атмосферного повітря над цією ділянкою (*при підвищенні температури величина атмосферного тиску знижується*). Пояснюється це тим, що атмосферне повітря має властивості, характерні для багатьох речовин. Нагріваючись, воно розширюється, зменшується його густина, внаслідок чого нагріте повітря підіймається вгору, через що атмосферний тиск зменшується. Навпаки, при охолодженні повітря атмосферний тиск підвищується.

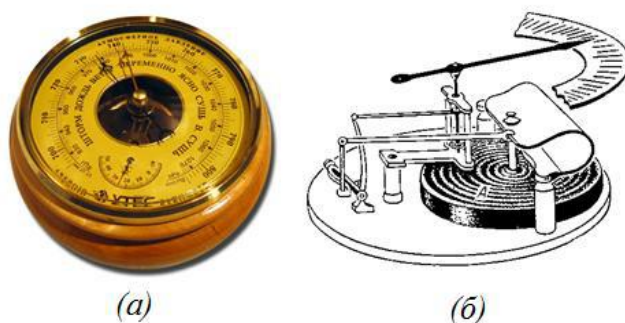


Рисунок 3.7 – Барометр-анероїд:

а – загальний вигляд, б – внутрішня будова

3.3 Температура повітря і засоби його вимірювання

Температура (від лат. *temperatura* – належне співвідношення, нормальний стан) – фізична величина, яка описує здатність макроскопічної системи (тіла) до самовільної передачі тепла іншим тілам.

Температура в метеорології в більшості випадків вимірюється в *градусах Цельсія (°C)*. Нуль цієї шкали приходить на температуру, при якій відбувається танення льоду, а 100 °C – на температуру кипіння води (при нормальному тиску – 1013 гПа).

Поряд з шкалою Цельсія широко розповсюджена абсолютна шкала температур, або *шкала Кельвіна*. Одиниця абсолютної шкали називається Кельвіном (*K*) і дорівнює одиниці шкали Цельсія. Нуль Кельвінів – зупинка теплового руху молекул (Броуновського руху). В формулах температура за абсолютною шкалою позначається *T*, а температура за Цельсієм – через *t*.

За *шкалою Фаренгейта* замерзання і кипіння води розділяють 180 °F. Один градус за Фаренгейтом дорівнює 5/9 Кельвіна або градуса Цельсія. Вода замерзає при 32 °F, а кипить при 212 °F.

$$\frac{T_{Celsius} - 0}{100} = \frac{T_{Kelvin} - 273,15}{100} = \frac{T_{Fahrenheit} - 32}{180}. \quad (3.2)$$

Термометр (грец. *Θερμός* – тепло; грец. *Μετρέω* – міряю) – прилад для вимірювання температури шляхом перетворення її в покази або в сигнал, що є відомою функцією температури (рис. 3.8).

Робота *рідинних термометрів* базується на використанні теплового розширення рідини (зазвичай це етиловий спирт, толуол, гас, пентани або ртуть), що залита у скляну трубку, при зміні температури середовища оточення, з яким термометр перебуває у безпосередньому контакті.

Термометри біметалевого типу діють за тим же принципом, що і рідинні, але в якості чутливого елемента зазвичай використовується спіраль або стрічка з біметалу – біметалева пластина. В якості матеріалів пластин використовуються сплави, що мають суттєвою різницею у коефіцієнті теплового розширення між собою. Один кінець стрічки, як правило, нерухомо закріплений у корпусі пристрою, а інший – переміщається в залежності від температури пластини.

Безконтактні засоби вимірювання температури поділяються на: оптичні термометри (пірометри), тепловізори і радіометри.

Оптичний термометр (пірометр) – прилад для безконтактного вимірювання температури непрозорих тіл за їх випроміненням в оптичному діапазоні спектра. Принцип дії полягає на вимірюванні потужності теплового випромінення об'єкта вимірювання.

Тепловізор – оптико-електронний прилад для візуалізації температурних полів та вимірювання температури. Переважно працює в інфрачервоній частині електромагнітного спектру – теплові зображення утворюється завдяки

зміщенню максимумів спектрів власного випромінювання тіл під час їх нагрівання у короткохвильову область.

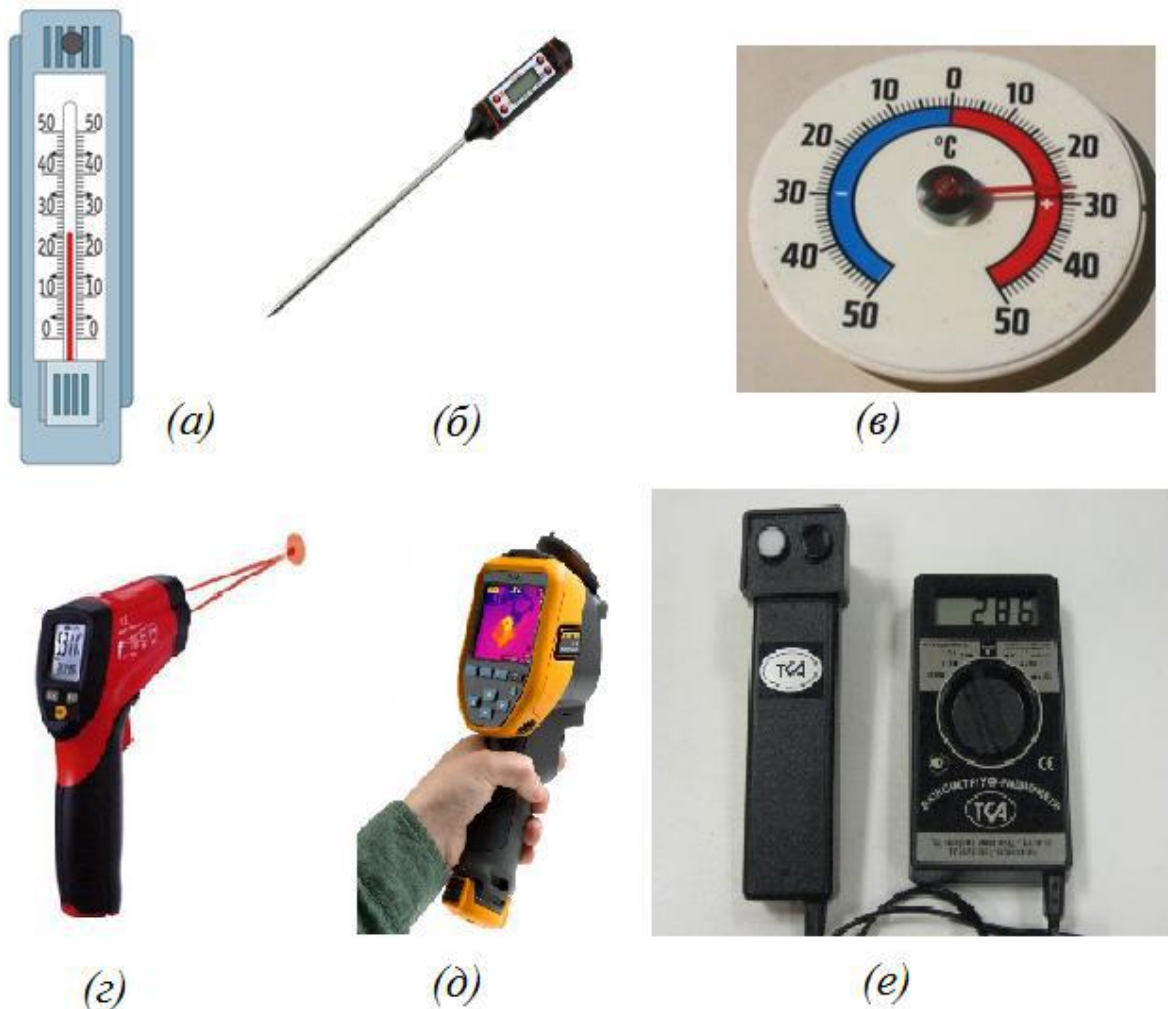


Рисунок 3.8 – Приклади термометрів: рідинний (а), біметалевого типу (б, в), пірометр (г), тепловізор (д), радіометр (е)

Радіометром (пірометр повного випромінювання) вимірюють радіаційну температуру тіла. Принцип роботи таких термометрів базується на використанні закону Стефана-Больцмана. Радіометр оснащений оптичною системою, яка збирає промені від нагрітого тіла на теплоприймачеві. Теплоприймачем зазвичай є термоелектрична батарея або терморезистор, а вимірювальним приладом служать мілівольтметри, автоматичні потенціометри чи збалансовані мости.

3.4 Рівняння стану сухого і вологого повітря

Густина – це маса газу в одиниці об'єму. В метеорології густина повітря не вимірюється, вона вираховується за допомогою рівняння стану повітря за відомими значеннями тиску і температури. В Міжнародній системі одиниць густина має розмірність кг/м^3 .

При умовах, які спостерігаються в атмосфері, сухе повітря і водяна пара поводять себе як ідеальні гази (це гази, в яких молекули можна вважати матеріальними точками, а силами притягіння й відштовхування між молекулами можна знехтувати), тому для них можна записати рівняння стану у вигляді рівняння стану ідеального газу. Тобто для одиниці маси сухого повітря

$$p = R_c \cdot \rho \cdot T, \quad (3.3)$$

де p – тиск, Па;
 ρ – густина сухого повітря, кг/м³;
 T – температура за абсолютною шкалою, К;
 R_c – питома газова постійна сухого повітря ($R_c = 287$ Дж/(кг·К)).
 Маючи на увазі, що

$$\rho = \frac{1}{v}, \quad (3.4)$$

де v – питомий об'єм, тобто об'єм одиниці маси газу, **рівняння стану сухого повітря** можна записати у вигляді

$$p \cdot v = R_c \cdot T. \quad (3.5)$$

Рівняння стану водяної пари має аналогічний вигляд

$$e \cdot v_n = R_n \cdot T, \quad (3.6)$$

де e – парціальний тиск водяної пари,
 v_n – питомий об'єм,
 R_n – питома газова постійна водяної пари ($R_n = 461,7$ Дж/(кг·К)).

Перейдемо до виводу рівняння стану вологого повітря. Для цього виділимо в атмосфері 1 г вологого повітря. Нехай в ньому вміщається s г водяної пари і $(1-s)$ г сухого повітря. Позначаючи v_n , v_s і v відповідно питомі об'єми водяної пари, сухого повітря і вологого повітря, маємо

$$v_n = \frac{v}{s}, \quad (3.7)$$

$$v_s = \frac{v}{(1-s)} \quad (3.8)$$

і, відповідно, рівняння стану водяної пари і сухого повітря набудуть вигляду

$$e \cdot v = s \cdot R_n \cdot T \quad (3.9)$$

$$(p - e)v = (1 - s)Rc \cdot T. \quad (3.10)$$

де p – загальний тиск.

Складаючи останні рівняння одержуємо **рівняння стану вологого повітря**

$$p \cdot v = Rc \cdot T(1 + 0,608 \cdot s). \quad (3.11)$$

В метеорології останній множник зазвичай відносять до температури, вводячи поняття **віртуальної температури**

$$Tv = T \cdot (1 + 0,608 \cdot s). \quad (3.12)$$

З введенням віртуальної температури рівняння стану вологого повітря приймає вигляд

$$P \cdot v = Rc \cdot Tv. \quad (3.13)$$

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Полярне сяйво. Сонячний вітер.
2. Властивості іоносфери. Розповсюдження радіохвиль в атмосфері.
3. Перламутрові і сріблясті хмари.
4. Особливості застосування різних типів барометрів і термометрів.
5. Методи та засоби вимірювання метеорологічних величин у верхніх шарах атмосфери.

Питання для самоконтролю

1. Охарактеризуйте поділ атмосфери на шари за ознакою зміни газового складу.
2. Охарактеризуйте поділ атмосфери на шари за ознакою зміни температури, відносної вологості та рухомості повітря.
3. Охарактеризуйте тропосферу. Від чого залежить товщина тропосфери? Як змінюється температура в тропосфері з висотою?
4. Наведіть значення середньої багаторічної температури поблизу земної поверхні
5. Дайте визначення поняттям «граничний шар», «приземний шар».
6. Охарактеризуйте стратосферу. Наведіть причину температурних змін в стратосфері.
7. В яких шарах атмосфери спостерігається явище перламутрових і сріблястих хмар?
8. Охарактеризуйте зміни властивостей повітря в мезо-, термо- та екзо-сфері.

9. Наведіть основні властивості іоносфери.
10. Від яких факторів залежить величина атмосферного тиску біля поверхні конкретної ділянки епігеосфери.
11. Яке значення в метеорології прийнято за нормальний атмосферний тиск?
12. Охарактеризуйте прилади для вимірювання атмосферного тиску.
13. Наведіть три основні шкали, за допомогою яких в метеорології вимірюється температура. Яким чином здійснювати перевод значення температури між різними шкалами?
14. На чому базується робота різних типів термометрів?
15. Наведіть рівняння стану сухого та вологого повітря.

ЛЕКЦІЯ 4. СТАТИКА АТМОСФЕРИ

План

- 4.1. Основне рівняння статички атмосфери
- 4.2. Барометрична формула реальної атмосфери
- 4.3. Вертикальний баричний градієнт
- 4.4. Барична сходинка
- 4.5. Баричне поле
- 4.6. Горизонтальний баричний градієнт

Завдання на самопідготовку

4.1 Основне рівняння статички атмосфери

Статика атмосфери – розділ метеорології, в якому розглядаються закономірності будови атмосфери при відсутності її руху відносно поверхні Землі.

Незважаючи на те, що атмосфера завжди рухається відносно земної поверхні, одержані тут закони розподілу тиску і густини виконуються з високою точністю і використовуються при розв'язанні багатьох практичних задач.

Виділимо в атмосфері дві *ізобаричні поверхні* (поверхні рівного тиску), розташовані на висотах z і $(z + dz)$ (рис. 4.1). Тиск на цих поверхнях позначимо через p і $(p + dp)$. Між ізобаричними поверхнями виділимо об'єм повітря з горизонтальною основою 1 м^2 . На нижню основу виділеного об'єму повітря діє сила тиску спрямована вгору, на верхню основу – сила тиску спрямована вниз. Сили тиску, діючі на бокові грані взаємно урівноважуються. Крім сил тиску, на об'єм повітря діє сила тяжіння, рівна за величиною $\rho g dz$ і спрямована вниз.

Зважаючи на те, що виділений об'єм повітря знаходиться в спокої, сума проекцій усіх сил, які діють на об'єм повинна дорівнювати нулю:

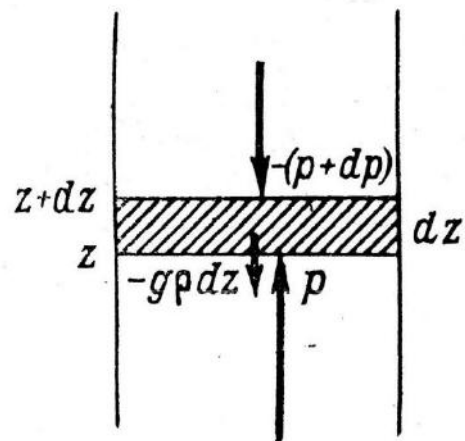


Рисунок 4.1 – Сили, що діють на елементарний об'єм повітря

$$p - (p + dp) - \rho g dz = 0. \quad (4.1)$$

Після очевидних перетворень одержимо **основне рівняння статички атмосфери**

$$-\frac{dp}{dz} = \rho \cdot g, \quad (4.2)$$

де dz – приріст висоти ($z_B - z_H$);

dp – різниця між тисками відповідно на висоті p_v і p_n ;

ρ – густина повітря, кг/м^3 ;

g – прискорення вільного падіння, м/с^2 ($g = 9,8 \text{ м/с}^2$).

Величина зліва – це **вертикальний градієнт тиску** або **вертикальний баричний градієнт**, він є рівнодіючою сил тиску, яка діє на одиничний об'єм повітря і спрямована вгору. При нормальних умовах поблизу рівня моря вертикальний градієнт дорівнює $12,5 \text{ гПа/100 м}$.

Величина праворуч – це сила тяжіння, яка діє на той же об'єм повітря і спрямована вниз. Таким чином, основне рівняння статки виражає умову рівноваги між двома силами, які діють на одиницю об'єму (маси) повітря за вертикаллю, – між вертикальним баричним градієнтом і силою тяжіння.

З основного рівняння статки атмосфери можна зробити три важливих висновки:

1. Атмосферний тиск завжди зменшується з висотою.

2. Атмосферний тиск на кожному рівні дорівнює за модулем вазі стовпа повітря одиничного поперечного перерізу і висотою від заданого рівня до верхньої границі атмосфери.

3. Чим вище розташований рівень, тим менше зменшується тиск при підйомі на одну і ту ж висоту. Крім того, при збільшенні висоти на одне і те ж значення відносно деякої ізобаричної поверхні зниження тиску в більш холодній повітряній масі більше, ніж в теплій масі, тобто в холодній масі тиск зменшується з висотою швидше, чим в більш теплій. Іншими словами, *теплі області в високих шарах атмосфери є областями високого тиску, а холодні області – областями низького тиску*.

В диференційному вигляді основне рівняння статки дозволяє визначити зміну тиску лише при малих приростах висоти. На практиці завжди необхідно мати дані про розподіл тиску в шарі атмосфери кінцевої товщини або визначити товщину шару за відомими значеннями тиску на його границях. Для цього основне рівняння статки потрібно записати в інтегральному вигляді. Інтеграли основного рівняння статки атмосфери при різних припущеннях відносно зміни температури і густини повітря з висотою носять назву *барометричних формул*.

4.2 Барометрична формула реальної атмосфери

$$p_v = p_n \cdot \exp\left(-\frac{g(z_v - z_n)}{R_c \cdot \bar{T}}\right), \text{ чи } p_v = p_n \cdot e^{\left(-\frac{g(z_v - z_n)}{R_c \cdot \bar{T}}\right)}, \quad (4.3)$$

де z_n, z_v – значення нижньої і верхньої точок висоти над рівнем моря, м;

p_n, p_v – відповідні значення тиску на висотах z_n і z_v , Па;

g – прискорення вільного падіння, м/с^2 ($g = 9,8 \text{ м/с}^2$);

R_c – питома газова постійна сухого повітря ($R_c = 287 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$);

e – число Ейлера ($e \approx 2,72$);

\bar{T} – середня температура повітря між точками вимірювання (між рівнями z_n і z_v), К.

Цю формулу ще називають барометричною формулою висоти. Вона показує, як змінюється атмосферний тиск з висотою в залежності від температури повітря.

В більшості задач метеорології барометрична формула реальної атмосфери використовується в вигляді формули Лапласа, яку можна одержати, якщо перейти до середньої температури шару за Цельсієм \bar{t} за формулою

$$T = 273(1 + \alpha \cdot t) \quad (4.4)$$

і використовувати десяткові логарифми. Тоді

$$z_v - z_n = B(1 + \alpha \bar{t}) \lg \frac{p_n}{p_v}, \quad (4.5)$$

$$h = 18400(1 + 0.004 \bar{t}) \lg \frac{p_n}{p_v}, \quad (4.6)$$

де $\alpha = 1/273$ – термічний коефіцієнт об'ємного розширення;

$B = 18400$ м – барометрична постійна;

$z_v - z_n = dz = h$ – товщина шару повітря.

За допомогою барометричної формули можна розв'язати три задачі:

1) задачу приведення тиску від одного рівня до другого, тобто, знаючи тиск на одному рівні, різницю висот і середню температуру шару, знайти тиск на іншому рівні;

2) задачу барометричного нівелювання, тобто, знаючи тиск на двох рівнях і середню температуру шару, знайти висоту перевищення одного рівня над іншим;

3) задачу визначення середньої температури шару, тобто, знаючи тиск на двох рівнях і відстань між ними, знайти середню температуру шару, розташованого між ними.

Важливим варіантом першої задачі є приведення тиску до рівня моря.

Ця задача виникла з необхідності порівнювати значення тиску на різних станціях і аналізувати тиск на синоптичних картах.

Для того аби одержати уяву про дійсний розподіл тиску на великих територіях, потрібно виключити вплив різних висот метеорологічних станцій, який відображається на величині тиску. Знаючи тиск на деякій станції, розташованій на висоті $z_{ст}$ над рівнем моря і температуру $t_{ст}$ на цій станції, враховують спочатку уявну середню температуру між температурою на станції і на рівні моря. Для рівня станції береться фактична температура, а для рівня моря – розрахункова. При розрахунку використовується відомий факт, що в

середньому приземна температура падає на $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м. Тобто, температура на рівні моря

$$t_{p.m.} = t_{ct} + 0,005 \cdot z_{ct} \quad (4.7)$$

За середню температуру уявного стовпа повітря приймається середнє арифметичне

$$\bar{t} = (t_{cm} + t_{p.m.}) / 2. \quad (4.8)$$

За тиском на станції і одержаній середній температурі визначається тиск на рівні моря, припускаючи, що $p_n = p_{p.m.}$, $z_n = 0$, $p_v = p_{cm}$, $z_v = z_{cm}$.

Зважаючи на те, що приведення тиску до рівня моря виконується на метеорологічній станції в кожен строк спостережень, то для полегшення розрахунків на кожній станції мають спеціальні таблиці для різних значень t_{cm} .

Приклад: На висоті 100 м над рівнем моря барометр показує, що атмосферний тиск дорівнює 950 гПа, а температура $20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Необхідно привести значення тиску до рівня моря.

$$z_{p.m.} = z_n = 0 \text{ м}$$

$$z_v = 100 \text{ м}$$

$$p_v = 950 \text{ гПа}$$

$$t_v = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$t_{p.m.} = t_v + 0,005 \cdot z_v = 20 + 0,005 \cdot 100 = 20,5\text{ }^{\circ}\text{C}$$

Використовуємо формулу Лапласа (4.5): $z_v - z_n = B(1 + \alpha \bar{t}) \lg \frac{p_n}{p_v}$,

$$p_{p.m.} = p_{cm} \cdot 10^{\frac{z_{ct}}{B(1+\alpha \cdot \bar{t})}} = 950 \cdot 10^{\frac{100}{18400 \left(1 + 0,004 \cdot \frac{20,5+20}{2} \right)}} = 961,12 \text{ Па}$$

4.3 Вертикальний баричний градієнт

Вертикальний баричний градієнт – це зменшення атмосферного тиску на кожні 100 м висоти.

$$G_v = -\frac{dp}{dz} \cdot 100, \text{ гПа/100 м.} \quad (4.9)$$

Приклад: Атмосферний тиск біля земної поверхні 1000 гПа при температурі $11\text{ }^{\circ}\text{C}$. На деякій висоті тиск на 50 гПа менший і температура становить $9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Визначити величину G_v . Середня температура шару повітря буде $(11 + 9) / 2 = 10$. За формулою Лапласа (4.6) визначаємо товщину шару повітря:

$$h = 18400 (1 + 0,004 \cdot 10) \lg(1000/950) = 426,7 \text{ м.}$$

Звідси вертикальний баричний градієнт

$$G_B = -50 \cdot 100 / 426,7 = -11,7 \text{ гПа/100 м.}$$

4.4 Барична сходинка

Швидкі розрахунки, пов'язані із зміною тиску з висотою, можна виконувати за допомогою так званої баричної сходини, величини зворотної вертикальному баричному градієнту.

Барична сходинка або баричний ступінь – це висота, на яку потрібно піднятися чи опуститися з наданого рівня, щоб тиск змінився на 1 гПа. *Одиниця баричної сходинки* – м/гПа.

$$h = -\frac{dz}{dp}, \text{ м/гПа} \quad (4.10)$$

Можна скористатися формулою Лапласа або скороченою **формулою Бабіне для розрахунку баричної сходинки**

$$h = \frac{8000}{p}(1 + 0,004 \cdot t), \text{ м/гПа} \quad (4.11)$$

Приклад: Атмосферний тиск біля земної поверхні 1000 гПа. Температура повітря 0 °С. Визначити баричний ступінь. Використаємо скорочену формулу Бабіне (4.11):

$$h = 8000/p(1 + \alpha \cdot t) = 8000/1000(1 + 0,004 \cdot 0) = 8 \text{ м/гПа}$$

Виходить, що коли піднімемось на 8 м від земної поверхні, то атмосферний тиск зменшиться на 1 гПа.

На висоті 5 км, де тиск близько 500 гПа, баричний ступінь вже буде становити близько 16 м/гПа (при температурі 0 °С).

При підвищенні температури за незмінного тиску баричний ступінь збільшується на 0,4 % на кожен градус.

Якщо в наведеній формулі замість dp підставити його значення, а потім значення ρ , то

$$h = -\frac{dz}{dp} = \frac{-dz}{-q\rho dz} = \frac{1}{q\rho} = \frac{R_c \cdot T_B}{qp}, \text{ м/гПа} \quad (4.12)$$

Звідси видно, що величина баричного ступеня прямо пропорційна температурі та обернено пропорційна атмосферному тиску. Отже, в теплому повітрі баричний ступінь більший, ніж в холодному. Тому теплі області у високих шарах атмосфери стають областями високого тиску, а холодні – областями низького тиску. Взагалі атмосферний тиск в середньому закономірно змі-

нюється: коли висота збільшується в арифметичній прогресії то тиск зменшується майже в геометричній прогресії. Так в Європі середній тиск на рівні моря 1014 гПа, на висоті 5 км – 538 гПа, 10 км – 262 гПа, 15 км – 120 гПа, 20 км – 56 гПа, 30 км – 10 гПа, 50 км – 1,3 гПа. На висоті 5 км тиск майже вдвічі нижчий, ніж на рівні моря, на 15 км – майже у 8 разів, а на висоті 20 км – у 18 разів нижчий, ніж на рівні моря.

4.5 Баричне поле

Баричним полем називають розподіл атмосферного тиску на площині. Для виявлення розподілу атмосферного тиску здавна складають синоптичні карти (рис. 4.2).

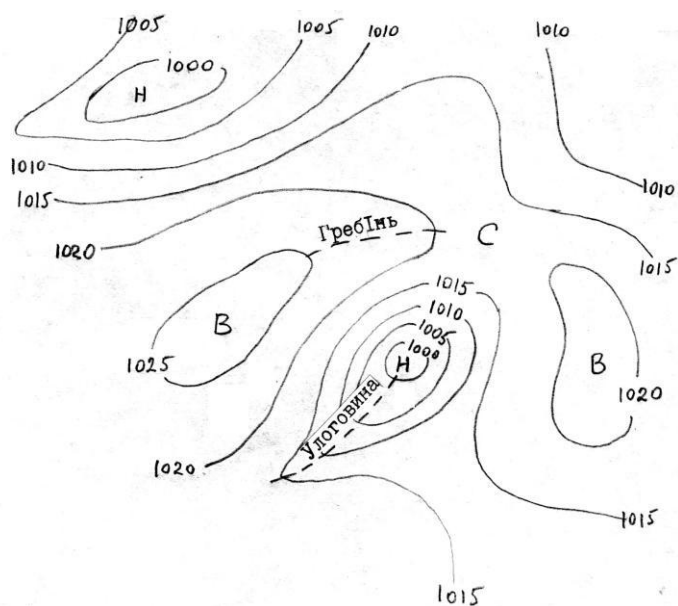


Рисунок 4.2 – Баричні системи на синоптичній карті:

Н - циклон, В – антициклон, С – сідловина

Синоптичні карти – це географічні карти, на які наносять значення основних метеорологічних величин (у тому числі й атмосферного тиску), виміряних в один і той же момент, при цьому атмосферний тиск приведений до рівня моря.

Точки з однаковим атмосферним тиском з'єднуються плавними лініями, які називаються **ізобарами**. Ізобари завжди кратні 5 гПа, наприклад 990, 995, 1000 гПа тощо.

В баричному полі виділяються у першу чергу основні баричні системи – це циклони та антициклони. На приземних картах вони виділяються замкненими концентричними ізобарами неправильної округлої або овальної форми. Циклони, це вихори з низьким тиском у центрі (*Н*), антициклони – з високим (*В*) (рис. 4.2). Крім того в баричному полі помітні ще баричні системи з незамкненими ізобарами. Це улоговини та гребені.

Улоговина – це смуга зниженого атмосферного тиску між двома областями підвищеного тиску. Найчастіше вона є витягнутою периферією циклону. Найнижчий тиск спостерігається на осі улоговини. Ізобари в улоговині мають вигляд латинської букви *V*, тобто на її осі ізобари різко змінюють напрям.

Гребінь – це смуга підвищеного атмосферного тиску між двома областями зниженого тиску. Він також буває у вигляді периферійної частини антициклону. Найвищий тиск спостерігається на осі гребеня. Ізобари в ньому мають вигляд латинської букви *U* і змінюють свій напрям не так різко як в улоговині.

Сідловина - це ділянка баричного поля між двома циклонами та двома антициклонами, розташованими навхрест.

4.6 Горизонтальний баричний градієнт

Зверніть увагу, що на синоптичній карті в одному місці ізобари близько одна від одної, а в іншому далеко. Виходить, що у першому місці атмосферний тиск в горизонтальному напрямку змінюється більше, а в другому менше. Кількісно таку зміну можна виразити за допомогою горизонтального баричного градієнта або градієнта тиску.

Горизонтальний баричний градієнт – це зміна атмосферного тиску в горизонтальному напрямку на одиницю відстані. За одиницю відстані беруть довжину градуса меридіана (111 км) чи відстань 100 км (рис. 4.3).

Напрямок горизонтального градієнта збігається з перпендикуляром до ізобар і спрямований у бік зменшення атмосферного тиску. Його величину визначають за виразом

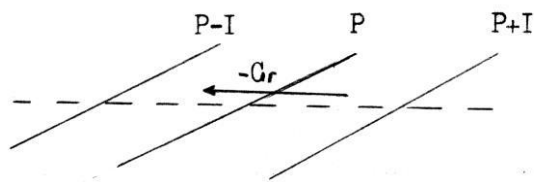


Рисунок 4.3 – Вертикальний розріз ізобаричних поверхонь та напрямок горизонтального баричного градієнта

$$G_r = -\frac{dp}{dn} \cdot 111, \text{ гПа/градус меридіану} \quad (4.13)$$

або

$$G_r = -\frac{dp}{dn} \cdot 100, \text{ гПа/100 км} \quad (4.14)$$

де dn – найкоротша відстань між двома сусідніми ізобарами, км

dp – різниця тиску між ними (5 гПа).

У практиці служби погоди вимірюють відстань між ізобарами у перпендикулярному до них напрямку на синоптичних картах або між ізогіпсами на картах баричної топографії і за формулою визначають величину горизонтального градієнта тиску. У більшості випадків горизонтальний баричний градієнт поблизу поверхні землі становить 1-3 гПа на кожен градус меридіану.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Синоптичні карти і карти баричної топографії.
2. Прогнозування погоди і надзвичайних ситуацій метеорологічного характеру.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю «статика атмосфери».
2. Виведіть основне рівняння статичної атмосфери.
3. Наведіть три основних висновки з рівняння статичної атмосфери.
4. За допомогою якої формули можна оцінити, як змінюється атмосферний тиск з висотою в залежності від температури повітря?
5. Опишіть три задачі, які можна розв'язати за допомогою барометричної формули.
6. Навіщо на метеорологічних станціях приводять тиск до рівня моря?
7. Дайте визначення поняттям «вертикальний баричний градієнт», «барична сходина», «баричне поле», «синоптичні карти», «ізобари».
8. Охарактеризуйте основні баричні системи, що зображуються на синоптичних картах: циклон, антициклон, улоговина, гребінь, сідловина.
9. Що таке «горизонтальний баричний градієнт»? Опишіть способи його визначення.

ЛЕКЦІЯ 5. РУХ ПОВІТРЯ В АТМОСФЕРІ – ВІТЕР

План

- 5.1 Вплив вітру на складові біосфери Землі
- 5.2 Характеристики вітру
- 5.3 Сили, які впливають на швидкість та напрямок вітру
- 5.4 Різновиди вітру
- 5.5 Перенос та дифузія домішок в атмосфері

Завдання на самопідготовку

5.1 Вплив вітру на складові біосфери Землі

Вітер активно впливає на кліматоутворення та викликає ряд геологічних процесів: ерозію, перенесення пилу з пустель, відкладання матеріалів. Переважаючи вітри, що дмуть над океанами, викликають океанські течії, що істотно впливають на клімат прилеглих районів.

Ерозія проявляється переважно унаслідок двох процесів. Перший, відомий як **дефляція**, є процесом видування дрібних частинок та перенесення їх до інших районів. Другий процес, відомий як **коразія**, є процесом абразивного руйнування гірських порід.

Вітрова ерозія найбільш ефективно відбувається у районах із незначним рослинним покривом або загалом без нього, а також за відсутності води.

Перенесення і відкладання піску з пустель призводить до утворення піщаних щитів та формування таких форм рельєфу як піщані дюни.

Відкладання лесу (однорідної зазвичай крихкої осадової породи жовтуватого кольору) складаються з перенесених вітром частинок найменшого розміру, мулу. Зазвичай лес відкладається на площі у сотні квадратних кілометрів. Тоді як у Європі та Америці товщина шару лесу зазвичай становить 20-30 м, на Лесовому плато в Китаї вона досягає до 335 м. Лес утворює дуже родючі ґрунти, що за сприятливих кліматичних умов здатні підтримувати найбільші врожаї у світі. Проте, він дуже нестабільний геологічно та дуже легко еродується, через що часто вимагає захисних утворень.

Ефект на рослини. Вітер забезпечує **анемохорію** – один з поширених способів рознесення насіння. Класичним прикладом рослин, що розповсюджуються за допомогою вітру, є кульбаба, клен. Величезне значення має процес рознесення вітром пилку.

Вплив на тварин. Одним з ефектів вітру на тварин є вплив на температурний режим, зокрема збільшення вразливості від холоду. Корови та вівці можуть замерзнути за умовами комбінації вітру та низьких температур, оскільки вітер швидкістю понад 11 м/с робить їх хутро неефективним для захисту від холоду. Літаючі комахи та птахи здатні використовувати вітер для зльоту, набору необхідної швидкості, під час міграцій для зменшення витрат енергії. Звірі, що мають гострий нюх, можуть відчувати хижаків або навпаки добич на навітряному боці (благородний олень на відстані до 800 м).

Вплив на людину

Транспорт. Одним з найпоширеніших застосувань вітру було і залишається використання його для руху вітрильних суден.

Хоча сучасні літаки користуються власним джерелом енергії, сильні вітри впливають на швидкість їх руху. Напрямок вітру зазвичай є важливим під час зльоту й посадки літальних апаратів з нерухомими крилами, через що злітно-посадкові смуги проектується із врахуванням напрямку переважаючих вітрів. Хоча зліт за вітром інколи є припустимим, зазвичай цього не рекомендується робити через ефективність та міркування безпеки, а найкращим завжди є зліт і посадка проти вітру. Попутний вітер збільшує необхідні для зльоту і гальмування відстані та зменшує кут зльоту й посадки, через що довжина злітно-посадкових смуг та перешкоди за ними можуть стати обмежуючими факторами.

Джерело енергії. Здавна енергія вітру використовувалась у вітряках для молотіння зерна і помпування води. Сучасна вітроенергетика зосереджується перш за все на отриманні електроенергії, хоча незначна кількість вітряків, призначених для виконання механічної роботи безпосередньо, все ще існує. Завдяки істотним державним субсидіям у багатьох країнах, це число збільшилося приблизно удвічі за попередні три роки. У кількох країнах вітроенергетика вже зараз становить досить вагому частку всієї електроенергетики, зокрема 20 % у Данії і по 14 % – у Португалії та Іспанії. Оскільки швидкість вітру помітно зростає з висотою, існує тенденція збільшення висоти веж та розробляються методи отримання енергії за допомогою мобільних генераторів, встановлених на великих повітряних зміях.

Відпочинок та спорт. Вітер грає важливу роль у багатьох популярних видах спорту та розваг, зокрема таких як дельтапланеризм, парапланеризм, польоти на повітряних шарах, запуск повітряних зміїв, вітрильний спорт та віндсерфінг.

Руйнівна дія. Сильні вітри здатні викликати значні руйнування, обсяг яких залежить від швидкості вітру. Окремі пориви вітру можуть розгойдувати погано сконструйовані підвісні мости. Вже вітри швидкістю 12 м/с можуть привести до пошкодження ліній електропередачі через падіння на них зламаних гілок дерев. Хоча про жодне дерево не можна бути впевненим, що воно витримає вітер ураганної сили, дерева з неглибоким корінням вириваються з землі, а ламкі дерева, такі як евкаліпт або гібіскус, легше ламаються. Вітри ураганної сили, тобто швидкістю понад 35 м/с, наносять значні пошкодження легким та інколи навіть капітальним будівлям, розбивають вікна та зривають дахи. Вітри швидкістю понад 70 м/с здатні руйнувати вже практично будь-які будівлі, а будівель, здатних витримати вітер швидкістю понад 90 м/с, майже не існує.

5.2 Характеристики вітру

Вітер характеризується напрямком, швидкістю та силою.

Напрямок вітру – в метеорології це частина горизонту звідки він дме. Якщо в дану точку повітря переноситься з півночі, то це й буде північний ві-

тер. Напрямок вітру визначається в румбах або в градусах. Українські назви румбів можна замінити міжнародними: N – норд, E – ост, S – зюйд, W – вест (рис. 5.1). Визначається за допомогою флюгера.

Швидкість вітру вимірюють в метрах за секунду, кілометрах за годину (для цього м/с множити на 3,6), та у вузлах або морських милях (для цього м/с множити на 2). Визначається за допомогою **анемометра** (рис. 5.2).

Крім того, швидкість вітру моряки оцінюють в балах **шкали Бофорта**, яка пов'язує швидкість вітру з ефектом його дії як, наприклад, ступінь хвилювання моря, розхитування дерев тощо. Нулю шкали Бофорта відповідає штиль, 4 бали – це помірний вітер і відповідає швидкості 5-7 м/с, 7 балів – сильний (12-15 м/с), 9 балів – шторм (18-21 м/с), 12 балів – ураган (більше 29 м/с).

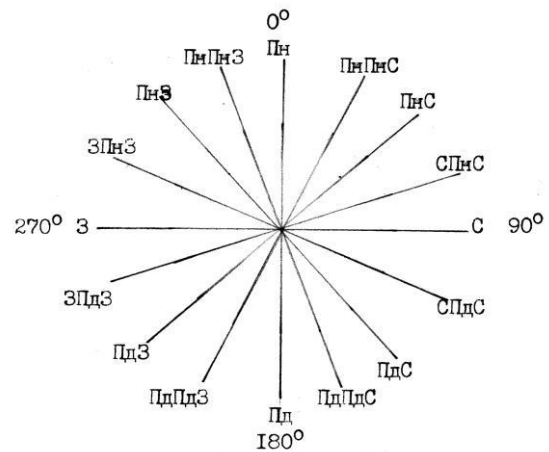


Рисунок 5.1 – Напрямок вітру в румбах та градусах



Рисунок 5.2 – Приклади анемометрів

В середньому швидкість вітру V між двома пунктами наближено дорівнює потрійній величині горизонтального баричного градієнта

$$V = 3 \cdot G_r, \text{ м/с} \quad (5.1)$$

Сила вітру – це тиск повітряного потоку на одиницю поверхні зустрічних предметів

$$P = 0,25 \cdot V^2, \text{ кг/м}^2 \quad (5.2)$$

Цю величину у першу чергу повинні враховувати будівельники, які зводять споруди з урахуванням опору матеріалів.

Для наочного представлення повторюваності напрямку вітру в кожному пункті можна побудувати **розу вітрів** (рис. 5.3). Для цього від початку координат відкладають у масштабі повторюваності вітрів різних напрямків і кінці цих відрізків з'єднують ламаною лінією. Повторюваність штилів вказують у відсотках у центрі діаграми.

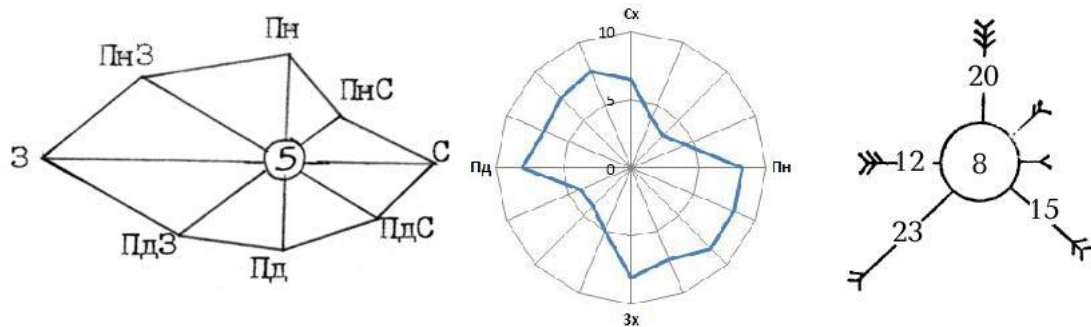


Рисунок 5.3 – Приклади рози вітрів

5.2 Сили, які впливають на швидкість та напрямок вітру

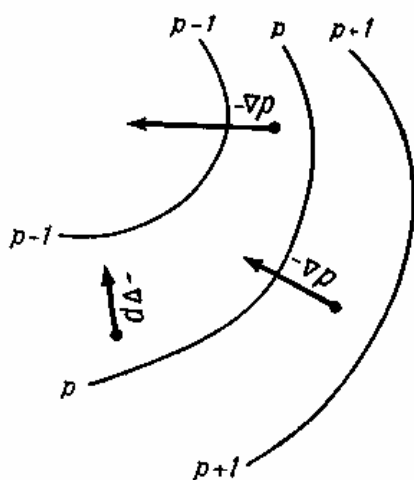


Рисунок 5.4 – Горизонтальний баричний градієнт – сила, що викликає вітер і змінює його швидкість

Якби атмосферний тиск у горизонтальному напрямку не змінювався то вітру не було б. Але тиск постійно змінюється на всіх рівнях в атмосфері, тому під дією горизонтального баричного градієнта виникає вітер. *Повітря рухається із місць з вищим тиском до місць з нижчим тиском найкоротшим шляхом* (рис. 5.4). А це ж і є напрямок баричного градієнта $-dp/dn$.

*Прискорення руху повітря тим більше, чим більший баричний градієнт. Отже, **баричний градієнт** є сила, що викликає вітер і змінює його швидкість. Розглянемо його розмірність*

$$\left[\frac{dp}{dn} \right] = \left[\frac{H}{m^2 \cdot m} \right] = \left[\frac{H}{m^3} \right].$$

Тобто горизонтальний баричний градієнт є силою віднесеною до одиниці об'єму. Для того щоб отримати силу баричного градієнта, яка діє на одиницю маси повітря, потрібно градієнт розділити на густину повітря

$$-\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}. \quad (5.3)$$

Тільки ця сила починає рухати повітря та збільшує його швидкість.

За атмосферного тиску 1000 гПа і температури 0 °С густина повітря дорівнює 1,273 кг/м³, або наближено 1 кг/м³. Якщо баричний градієнт 1 гПа на 100 км, то це 1 гПа = 102 Н/м² = 102 кг/(м·с²). Підставивши ці значення у вираз – (1/ρ·dp/dn) одержимо 10-3 м/с². Отже баричний градієнт 1 гПа/100 км створює прискорення 0,001 м/с², градієнт 2 гПа/100 км – 0,002 м/с² і т.п.

Якби на повітря діяла лише сила баричного градієнта, то повітря рухалось би з рівномірним прискоренням і при тривалій дії цієї сили вітер мав би необмежено велику швидкість. Оскільки цього ми не спостерігаємо, то це значить, що на швидкість вітру впливають інші сили, які зрівноважують силу баричного градієнта.

Як тільки починається рух повітря під дією горизонтального баричного градієнта то зразу ж виникає **відхиляюча сила обертання Землі** або **сила Коріоліса**. Що це за сила? Нам відомо, що вітер – це горизонтальний рух повітря відносно земної поверхні, тобто відносно координат, які повертаються разом із Землею. При русі будь-якого тіла в системі координат, що обертаються разом із Землею, виникає відхилення від початкового напрямку руху відносно цієї системи, направлене під кутом 90° до швидкості руху. Отже, ця сила не впливає на швидкість руху, а лише змінює напрямок у північній півкулі праворуч від швидкості, у південній – ліворуч (рис. 5.5).

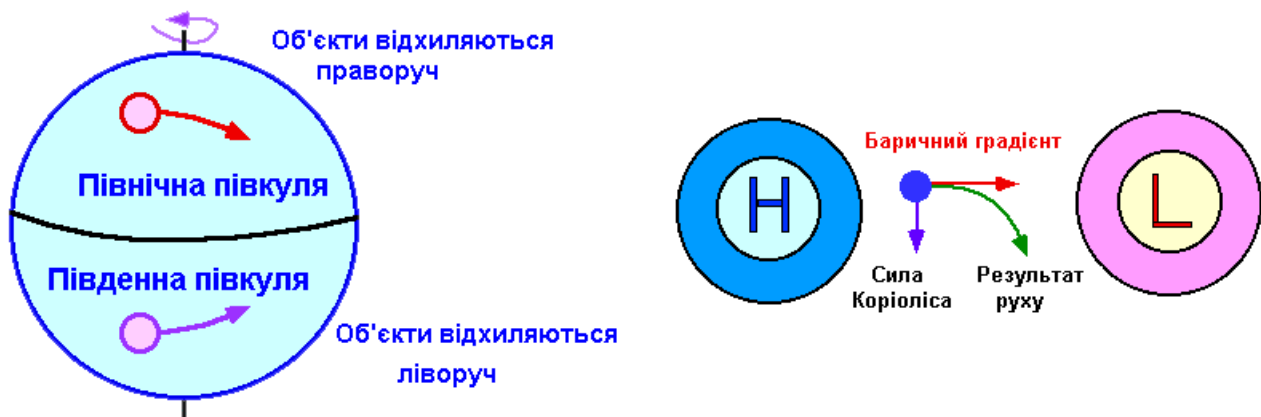


Рисунок 5.5 – Відхиляюча сила обертання Землі або сила Коріоліса

Насправді немає ніякої зовнішньої сили, що змінює напрямок руху, а просто повітря зберігає початковий напрямок руху відносно нерухомої системи координат, тобто відносно космічного простору. Система ж координат на земній поверхні обертається під повітрям у зв'язку з добовим обертанням Землі. Отже, насправді не вітер відхиляється від початкового напрямку відно-

сно Землі, а Земля зі своїми координатами повертається під рухливим повітрям у протилежний бік. Силу Коріоліса визначають

$$A = 2\omega \cdot V \cdot \sin\varphi, \quad (5.4)$$

де ω – кутова швидкість обертання Землі,
 V – швидкість вітру,
 φ – географічна широта.

Із рівняння видно, що відхиляюча сила обертання Землі на екваторі дорівнює нулю, а на полюсах найбільша – $2\omega \cdot V$. Зазвичай ця сила відсутня, коли $V = 0$, в інших випадках сила пропорційна швидкості вітру. Підрахунки показують, що відхиляюча сила обертання Землі має такий же порядок величин, як і сила баричного градієнта, тобто може зрівноважити останню силу.

Якщо ж повітря рухається вздовж криволінійних ізобар, тобто в циклонах та антициклонах, то з'являється третя сила – **відцентрова** (рис. 5.6).

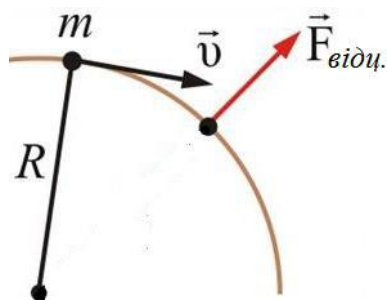


Рисунок 5.6 – Відцентрова сила

$$C = V^2 / r, \quad (5.5)$$

де r – радіус кривизни траєкторії руху.

Ця сила спрямована вздовж радіуса кривизни траєкторії зовні у бік випуклості ізобар.

Нарешті четверта сила – це **сила тертя**, яка значно зменшує швидкість руху повітря. Вона спрямована проти руху повітря і визначається за виразом

$$R = k \cdot V, \quad (5.6)$$

де V – швидкість вітру,
 k – коефіцієнт тертя, який завжди менше 1.

Повітря рухається над нерівною шорсткою поверхнею і, відчуючи опір цієї поверхні і наземних предметів, зменшує швидкість свого руху. Частки з малою швидкістю у процесі турбулентного обміну потрапляють у вищі шари атмосфери. Отже внаслідок турбулентності зменшення швидкості передається вгору на значну висоту. Найбільша сила тертя в приземному шарі повітря і поступово зменшується догори. Сила тертя практично зникає на висоті від 500 до 1500 м, а в середньому ~ 1000 м. Цей нижній шар повітря називається **шаром тертя** або **планетарним граничним шаром**. Верхня межа цього шару називається **рівнем тертя**. Вище цього шару розташована **вільна атмосфера** (рис. 5.7).

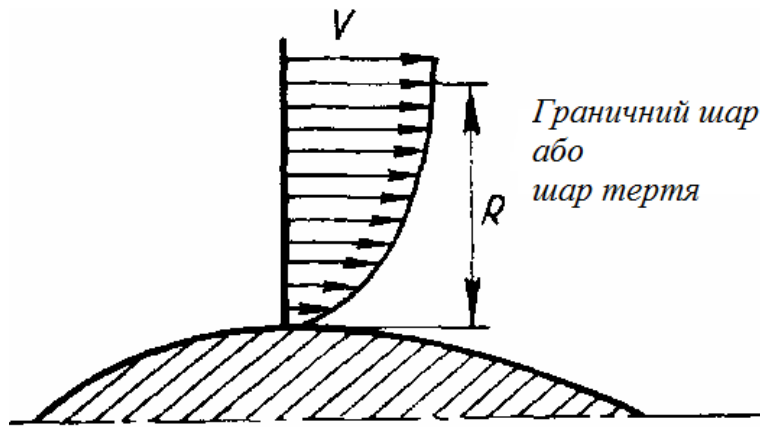


Рисунок 5.7 – Граничний шар або шар тертя

5.4 Різновиди вітру

У реальних умовах атмосфери на повітря може діяти різна кількість сил. Уявимо, що на одиничний об'єм повітря діють дві сили: це сила баричного градієнту та відхиляюча сила обертання Землі. Це можливо при прямолінійних ізобарах вище шару тертя. У даному випадку буде прямолінійний рівномірний рух повітря, який називається **геострофічним вітром V_g** (рис. 5.8).

Баричний градієнт направлений у бік найменшого тиску, відхиляюча сила обертання Землі зрівноважує його і геострофічний вітер дме вздовж ізобар, залишаючи низький тиск ліворуч в північній півкулі та праворуч в південній. Із рівноваги діючих сил видно

$$-1/\rho \cdot dp/dn = 2\omega \cdot V_g \cdot \sin\varphi \quad (5.7)$$

звідси

$$V_g = -\frac{1}{2\rho \cdot \omega \cdot \sin\varphi} \cdot \frac{dp}{dn} \quad (5.8)$$

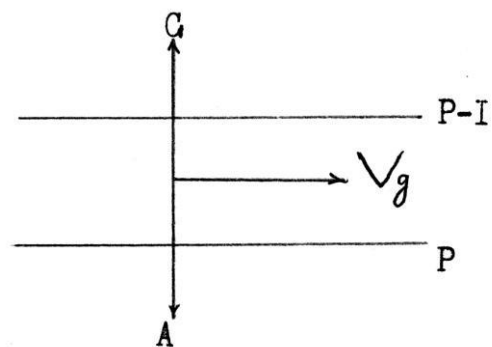


Рисунок 5.8 – Геострофічний вітер:

G – сила баричного градієнту, A – відхиляюча сила обертання Землі, V_g – швидкість вітру

Підставивши значення густини повітря при стандартних умовах, кутову швидкість обертання Землі та баричний градієнт на 100 км, отримуємо робочу формулу

$$V_g = -\frac{5,4}{\sin\varphi} \cdot \frac{dp}{dn} \quad (5.9)$$

Наприклад, при баричному градієнті 1 гПа/100 км на широті 50° $V_g = 5,8$ м/с, при градієнті 3 гПа/100 км – втричі більша. Отже, швидкість геострофічного вітру прямо пропорційна баричному градієнту.

У реальних умовах атмосфери вище шару тертя дійсний вітер дуже близький до геострофічного як за напрямком, так і за швидкістю. Поблизу земної поверхні вітер значно відрізняється від геострофічного.

Якщо ж вище шару тертя повітря рухається вздовж криволінійних ізобар, тобто в циклонах та антициклонах, то до двох перших сил додається відцентрова сила C . Швидкість вітру у будь-якій точці траєкторії спрямована вздовж дотичної до колової траєкторії у цій точці. Відхиляюча сила обертання Землі завжди спрямована під прямим кутом до швидкості тобто вздовж радіуса кривизни праворуч у північній півкулі та ліворуч у південній. Відцентрова сила також спрямована вздовж радіуса кривизни у бік випуклості ізобар. Виходить, що сила градієнта повинна зрівноважити геометричну суму інших двох сил і бути з ними на одній прямій, тобто вздовж радіуса кривизни. Отже, баричний градієнт спрямований під прямим кутом до швидкості, тобто *вітер дме вздовж ізобар*. Такий теоретичний випадок рівномірного руху повітря вздовж колових траєкторій вище шару тертя називається **градієнтним вітром** (рис. 5.9).

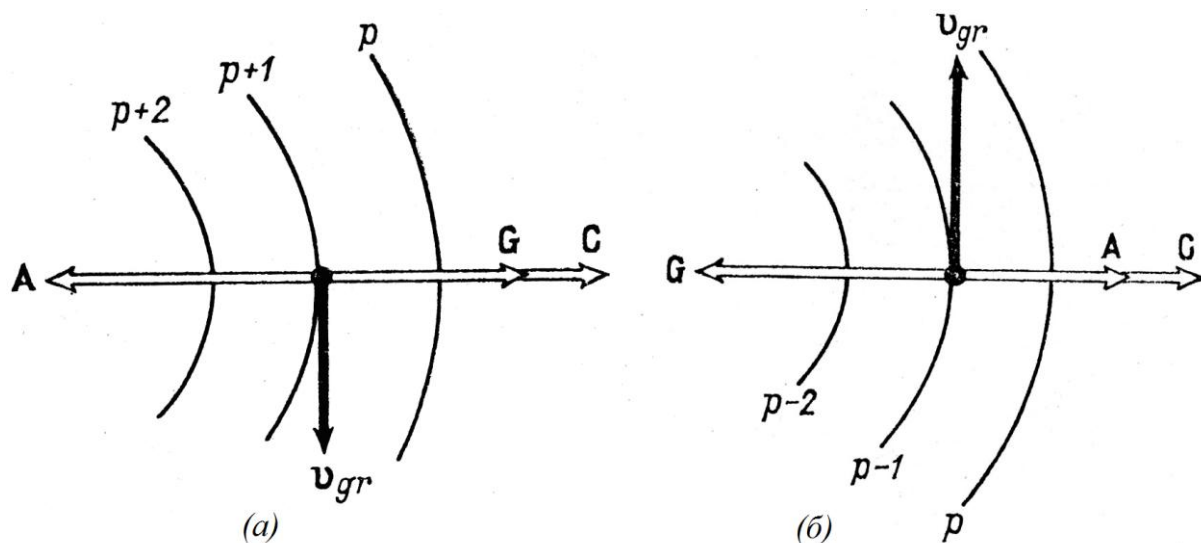


Рисунок 5.9 – Градієнтний вітер у північній півкулі в антициклоні (а) та циклоні (б):

G – сила баричного градієнта, A – відхиляюча сила обертання Землі, C – відцентрова сила, V_{gr} – градієнтний вітер

Відцентрова сила в атмосфері менша, ніж сила баричного градієнта. Тому в циклонах силу градієнта врівноважують дві сили – відхиляюча сила і відцентрова. В антициклонах відхиляючу силу врівноважують сила баричного градієнта та відцентрова. В результаті дії відхиляючої сили обертання Землі у північній півкулі градієнтний вітер в циклоні дме проти годинникової стрілки, а в південній за годинниковою стрілкою. В антициклонах навпаки у північній півкулі вітер дме за годинниковою стрілкою, а в південній – проти.

Швидкість градієнтного вітру V_{gr} визначається за рівнянням, де зрівнюються всі три названі сили

$$\pm \frac{V_{gr}^2}{r} + 2\omega \cdot V_{gr} \sin \varphi = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}. \quad (5.10)$$

Знак плюс відповідає градієнтному вітрі в циклоні, а знак мінус – в антициклоні. Тобто

$$V_{gr} = -\omega \cdot r \cdot \sin \varphi + \sqrt{(\omega \cdot r \cdot \sin \varphi)^2 - \frac{r}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}} \quad (\text{для циклону}), \quad (5.11)$$

$$V_{gr} = \omega \cdot r \cdot \sin \varphi - \sqrt{(\omega \cdot r \cdot \sin \varphi)^2 + \frac{r}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}} \quad (\text{для антициклону}). \quad (5.12)$$

Звідси випливає, що при однакових баричних градієнтах швидкість градієнтного вітру в антициклоні більша, а в циклоні менша, ніж при прямолінійних ізобарах, тобто більша ніж швидкість геострофічного вітру.

В умовах атмосфери дійсний вітер близький до градієнтного вище шару тертя, а в приземному шарі він значно відрізняється від градієнтного.

Баричне поле при віддалені від земної поверхні змінюється і отже змінюється напрямок та швидкість вітру. Ми знаємо, що при зростанні висоти баричний градієнт одержує додаткову складову, спрямовану вздовж температурного градієнта і, отже, градієнтний вітер посилюється. Ця додаткова складова ΔV називається термічним вітром (рис. 5.10). **Термічний вітер** – приріст (векторний) геострофічного вітру від одного рівня до іншого, вище розміщеного, що залежить від середнього горизонтального градієнту температури в шарі між цими рівнями.

Якщо баричний градієнт в приземному шарі повітря співпадає за напрямком з температурним градієнтом у вищих шарах, то при піднятті догори він збільшується, не змінюючи напрямку. Тоді ізобари на всіх рівнях співпадають з ізотермами, а термічний вітер співпадає за напрямком з вітром на нижньому рівні. Отже, швидкість вітру при піднятті догори збільшується, а напрямок залишається сталим.

Якщо баричний градієнт в приземному шарі протилежно спрямований до температурного градієнта, то

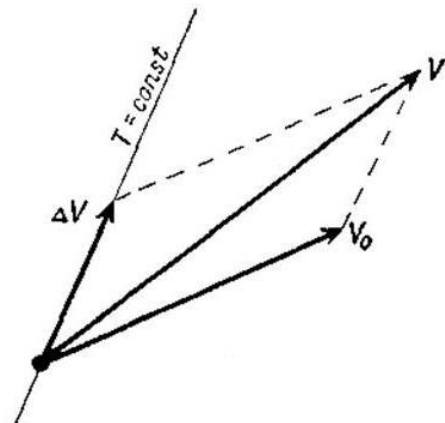


Рисунок 5.10 – Термічний вітер:

V^0 – вітер на нижньому рівні, ΔV – термічний вітер, V – вітер на верхньому рівні

він зменшується при піднятті догори і разом з ним зменшується швидкість вітру до нуля, не змінюючи напрямку. Вище цього шару виникне вітер протилежного напрямку.

Якщо між баричним та температурним градієнтами є кут менше 180° , то термічний вітер буде спрямований праворуч чи ліворуч, залежно від того в якій бік баричний градієнт відхиляється від температурного. Ось чому при піднятті вгору градієнтний вітер повертає або праворуч, або ліворуч.

На висоті 10-15 м від земної поверхні внаслідок дії сили тертя швидкість дійсного вітру над суходолом вдвічі менша від градієнтного, а над морями становить $2/3$ швидкості градієнтного вітру. З підняттям догори сила тертя зменшується і швидкість вітру поступово збільшується до швидкості градієнтного вітру на висоті ~ 1000 м. Сила тертя впливає також на напрямок вітру. При рівномірному прямолінійному русі в приземному шарі повинно зрівноважитись три сили: сила баричного градієнта, відхиляюча сила та сила тертя – це **геотриптичний вітер** (рис. 5.11).

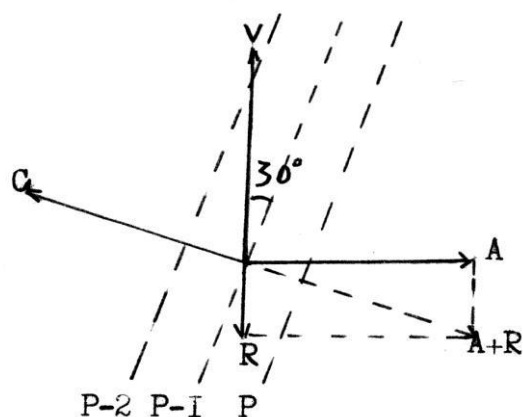


Рисунок 5.11 – Вітер у шарі тертя

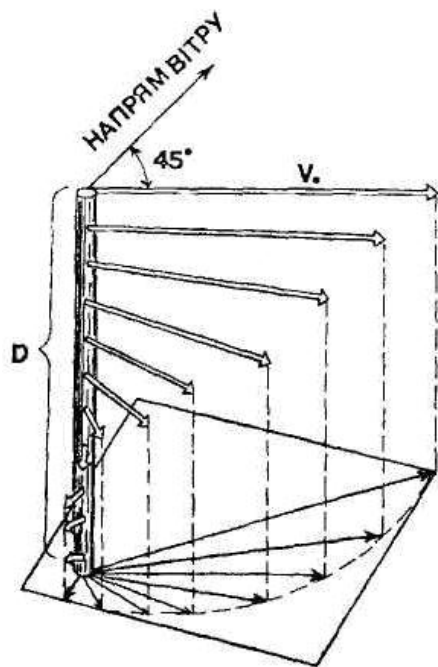


Рисунок 5.12 – Графік зміни напрямку та швидкості вітру в шарі тертя (спіраль Екмана)

Сила тертя протидіє руху, вона спрямована проти руху, і не може діяти на одній прямій з відхиляючою силою обертання Землі. Тому і сила баричного градієнта, яка зрівноважує суму цих двох сил, не може діяти на одній прямій з відхиляючою силою обертання Землі. На рис. 7 видно, що між силою баричного градієнта і швидкістю вітру не прямий, а гострий кут. Можна стверджувати, що напрямок вітру спрямований не вздовж ізобар, а відхиляється від них ліворуч у північній півкулі на кут в середньому 30° . Над морем цей кут зменшується до $10-20^\circ$, над суходолом збільшується до $40-50^\circ$. На величину цього кута впливає термічна стратифікація атмосфери та швидкість вітру.

При піднятті догори кут відхилення від ізобар поступово зменшується і на висоті близько 1000 м дорівнюватиме нулю градусів, тобто вітер наблизиться до геострофічного. Оскільки поблизу земної поверхні вітер відхиля-

вся від ізобар ліворуч, то при піднятті догори вітер повертає праворуч за годинниковою стрілкою. Одночасно швидкість вітру з віддаленням від землі збільшується (рис. 5.12). На графіку представлено напрямок та швидкість вітру на висотах 10, 300, 700 та 1000 м. Криву, яка з'єднує кінці цих напрямків, називають **спіраллю Екмана**.

При рівномірному русі повітря в циклонах та антициклонах, тобто при криволінійних ізобарах у шарі тертя сила тертя також не співпадає з відхиляючою силою. Тому і сила баричного градієнта не співпадає за напрямком з відхиляючою силою обертання Землі. Напрямок вітру також буде відхилятися від ізобар до центру циклону проти годинникової стрілки у північній півкулі та за годинниковою – у південній. В антициклоні в нижніх шарах повітря буде рухатись за годинниковою стрілкою в північній півкулі, одночасно повітря розтікається від центру до периферії (рис. 5.13).

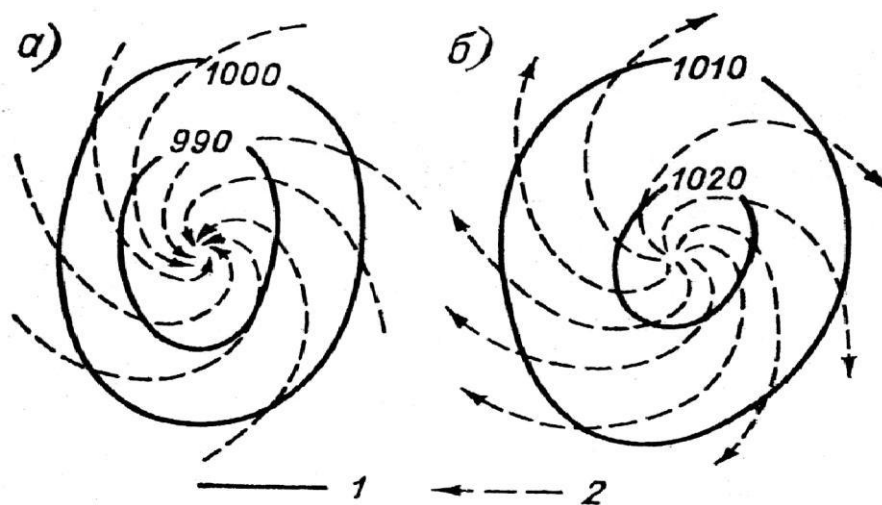


Рисунок 5.13 – Ізобари (1) та траєкторії перенесення повітря (2) в приземних шарах циклону (а) та антициклону (б) у північній півкулі

Провівши лінії плин у нижніх шарах циклону побачимо, що вони мають вигляд спіралі, яка закручується проти годинникової стрілки і сходиться до центру циклону. Для цих ліній центр циклону є *точкою сходження* ліній або *точкою конвергенції*.

В нижніх шарах антициклону лінії плин також як спіраль, яка розходить від центру за годинниковою стрілкою. У цьому випадку центр антициклону є *точкою розходження* ліній плин або *точкою дивергенції*. У південній півкулі лінії плин спрямовані за годинниковою стрілкою в циклоні та проти – в антициклоні.

Враховуючи усе наведене вище можна зробити такий висновок: якщо стати лицем у напрямку вітру, то найнижчий тиск буде ліворуч і дещо попереду, а найвищий – праворуч і дещо позаду. Таке розташування областей низького та високого тиску було знайдено емпірично ще в першій половині XIX ст. і одержало назву **баричного закону вітру** або **закону Бейс-Бало**.

5.5 Перенос та дифузія домішок в атмосфері

Швидкість вітру, основний показник горизонтального поширення домішок, по різному впливає на поширення речовин, що потрапляють в атмосферу від високих і низьких джерел. При викидах від промислових підприємств з високими трубами, значні концентрації домішок біля землі спостерігаються при небезпечній швидкості вітру. Викликано це тим, що газоповітряна суміш, що викидається, має певну швидкість виходу з труби і у разі її перегрівання відносно навколишнього повітря має плавучість. В результаті поблизу джерела створюється поле вертикальних швидкостей, що сприяють підйому факела і віднесенню домішок у верхні шари атмосфери. При малих швидкостях вітру збільшується ефективний підйом факела і концентрація біля землі знижується.

У випадках викидів з низьких і неорганізованих джерел збільшення концентрації домішки спостерігається при слабких вітрах за рахунок скупчення домішок в приземному шарі атмосфери. У містах з великою кількістю низьких джерел зростання рівня забруднення відбувається при зниженні швидкості вітру до 1-2 м/с (рис. 5.14).



Рисунок 5.14 – Забруднення міського повітря

За даними спостереження в декількох містах показано, що при слабкому вітрі середній рівень забруднення повітря пилом, сірчистим газом, двоокси-

сом азоту і окислом вуглецю підвищується на 30-140 % в порівнянні з рівнем при інших швидкостях вітру.

Під час аналізу забруднення міського повітря виявлені два максимуми концентрацій залежно від швидкості вітру на рівні флюгера: під час штилю і при швидкості 4-7 м/с. Під час штилю основну роль в забрудненні повітря відіграють низькі викиди, особливо взимку.

Посилення другого максимуму концентрацій (при швидкості вітру 4-7 м/с) влітку пов'язане з часто виникаючими конвективними умовами, під час яких має місце інтенсивне потрапляння до землі викидів від високих джерел (рис. 5.15). Загальними для всіх міст і сезонів є наступні закономірності: при стійкій стратифікації забруднення повітря зменшується з посиленням вітру.



Рисунок 5.15 – Забруднення приземного повітря внаслідок потрапляння до землі викидів від високих джерел

Будівництво підприємств, що є джерелами значних викидів у атмосферу, здійснюють з урахуванням рози вітрів з метою зменшення забруднення повітря в житлових районах міст (рис. 5.16). Крім того, характеристики вітру враховуються під час розрахунку санітарно-захисних зон підприємств.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Здатність атмосфери до самоочищення.

2. Особливості врахування характеристик вітру при проектуванні підприємств.
3. Сила Коріоліса, її вплив на складові біосфери.
4. Конвекція в атмосфері.
5. Роза вітрів: методика побудування, сфери застосування.

Питання для самоконтролю

1. Охарактеризуйте вплив вітру на кліматоутворення та геологічні процеси.
2. Наведіть ефекти впливу вітру на рослини і тварин.
3. Охарактеризуйте вплив вітру на людину і її господарську діяльність.
4. В чому полягає руйнівна дія вітрів?
5. Наведіть три основні характеристики вітру, способи їх визначення.
6. Що таке роза вітрів? Опишіть спосіб її побудування.
7. Наведіть чотири основні сили, які впливають на швидкість та напрямок вітру.
8. Яка сила викликає появу вітру?
9. Яким чином сила Коріоліса впливає на напрямок вітру в різних частинах Земної кулі. Наведіть формулу для її обчислення.
10. Опишіть умови та особливості впливу на вітер відцентрової сили.
11. Від чого залежить характер впливу на вітер сили тертя? Дайте визначення поняттям «планетарний граничний шар», «рівень тертя» та «вільна атмосфера».
12. Охарактеризуйте геострофічний, градієнтний, термічний і геотрип-тичний вітер та сили, що впливають на їх утворення.
13. Що зображує спіраль Екмана?
14. Опишіть характер руху повітря в циклонах та антициклонах.
15. Що описує баричний закон вітру?
16. Охарактеризуйте два максимуми концентрацій домішок в призем-ному шарі залежно від швидкості вітру.

ЛЕКЦІЯ 6. КРУГООБІГ ВОДИ В АТМОСФЕРІ. ХМАРНІСТЬ

План

6.1. Кругообіг води в атмосфері та його вплив на стан складових біосфери Землі.

6.2. Фізичні умови формування хмарності.

6.3. Міжнародна класифікація хмар.

6.4. Особливості видів хмар.

6.5. Світлові явища у хмарах.

Завдання на самопідготовку

6.1 Кругообіг води в атмосфері та його вплив на стан складових біосфери Землі

Кругообіг води (вологообіг) – безперервний процес обертання води на земній кулі, що відбувається під впливом сонячної радіації і дії сили тяжіння; постійний обмін вологою між гідросферою, атмосферою, землею поверхнею і біосферою, що складається з процесів випаровування, перенесення водяної пари в атмосфері, її конденсації в атмосфері, випадання опадів і стоку (рис. 6.1). На землі вода існує в трьох агрегатних станах: рідкому, твердому та газоподібному.

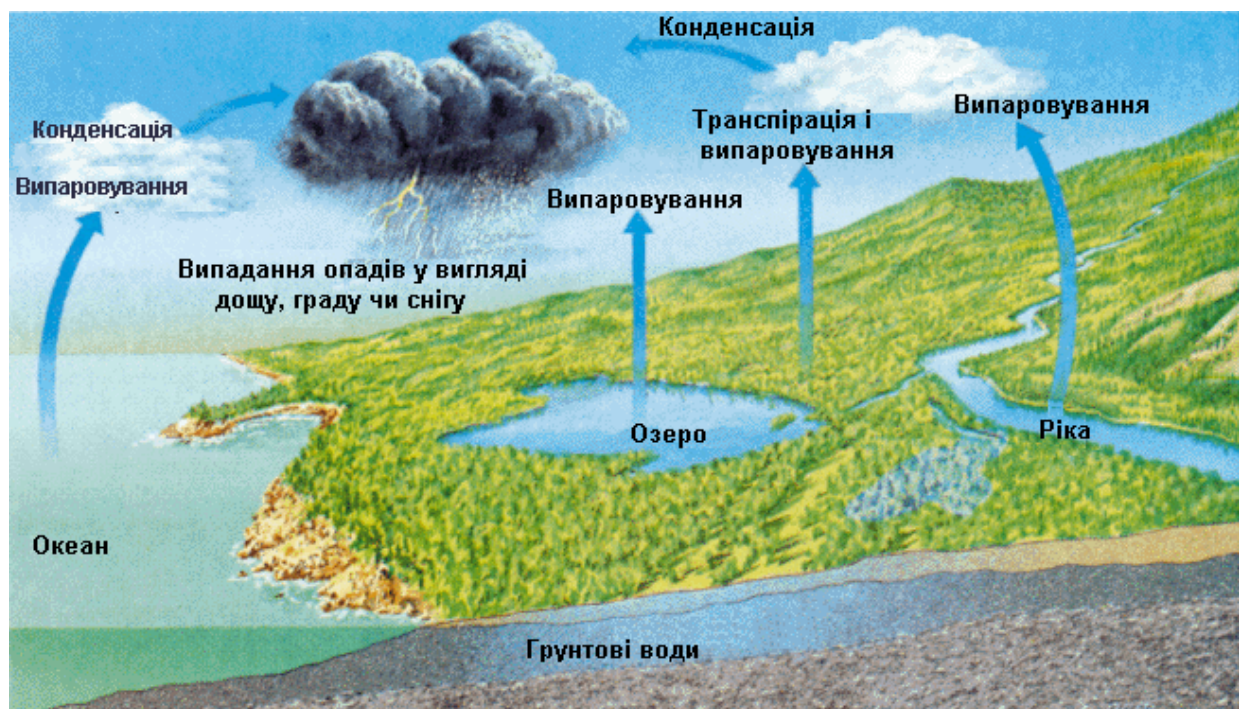


Рисунок 6.1 – Схема кругообігу води

Три чверті поверхні земної кулі вкриті водою. Водну оболонку землі називають **гідросферою**. Більшу її частину становить солоня вода морів і океанів, а меншу (2,5-3 %) – прісна вода (мініралізація до 1 %) озер, річок, льодовиків, ґрунтові води та водяна пара (табл. 6.1).

Таблиця 6.1 – Розподіл води по частинах гідросфери

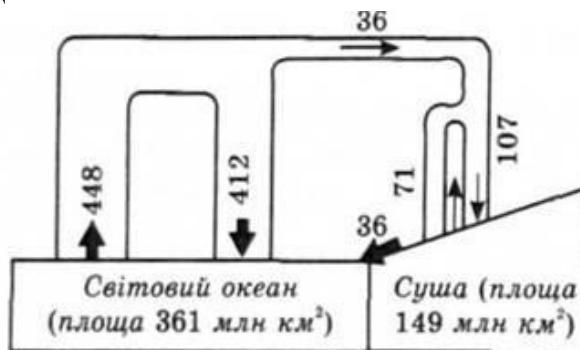
Частини гідросфери	Об'єм прісної води, км ³	% від даної частини гідросфери	% від загального об'єму прісної води
Льодовики	24000000	100	85
Підземні води	4000000	6,7	14
Озера і водосховища	155000	55	0,6
Ґрунтова волога	83000	98	0,3
Пара атмосфери	14000	100	0,05
Річкові води	1200	100	0,004
Всього	28253200	-	100

Розрізняють декілька видів вологообігу в природі (рис. 6.2):

1. **Великий, або світовий, кругообіг** – водяна пара, що утворилася над поверхнею океанів, переноситься вітрами на материки, випадає там у вигляді атмосферних опадів і повертається в океан у вигляді стоку. У процесі вологообігу змінюється якість води: при випаровуванні солоня морська вода перетворюється в прісну, а забруднена – очищується.

2. **Малий, або океанічний, кругообіг** – водяна пара, що утворилася над поверхнею океану, конденсується і випадає у вигляді опадів знову в океан.

3. **Внутрішньоконтинентальний кругообіг** – вода, що випарувалася над поверхнею суходолу, знову випадає на суходіл у вигляді атмосферних опадів.



Зрештою, опади в процесі руху знову досягають Світового океану.

Швидкість перенесення різних видів води змінюється в широких межах, тому і періоди витрат, і періоди поновлення води також різні (табл. 6.2). Вони змінюються від декількох годин до декількох десятків тисячоліть.

Рисунок 6.2 – Баланс кругообігу води на Землі

Таблиця 6.2 – Середній час поновлення і очищення різних видів води

Вид природної води	Середній час оновлення
Океани	3 200 років
Льодовики	від 20 до 100 років
Сезонний сніжний покрив	від 2 до 6 місяців
Ґрунтова кірка	від 1 до 2 місяців
Ґрунтові води: паводок	від 100 до 200 років
Ґрунтові води: заглиблені	10 000 років
Озера	від 50 до 100 років
Річки	від 2 до 6 місяців
Атмосфера	9 днів

Порівняємо дві цифри: кількість опадів за рік (525 тис. км^3) і загальну кількість води в атмосфері (13 тис. км^3). Отже, кількість опадів за рік майже в 40 разів перевищує кількість води в атмосфері. А це означає, що 40 разів на рік, або в середньому кожні 9 діб, вода в атмосфері повністю оновлюється, тобто кругообіг води в атмосфері є дуже динамічним.

Кругообіг води на земній кулі – надзвичайно важлива особливість гідросфери і природних умов у цілому. Він створює в глобальному, регіональному і місцевому масштабі основний механізм перерозподілу на Землі речовини та енергії, об'єднує в єдине ціле всі водні об'єкти. Кругообіг охоплює не тільки окремі ланки води, а і, взаємодіючи з літосферою, атмосферою і біосферою, тісно пов'язує їх між собою у складі географічної оболонки в єдине ціле. З усієї сукупності вод гідросфери, що беруть участь в малому і великому кругообігах, найбільш рухливою є водяна пара в атмосфері. Утворені з неї опади очищують повітря від пилу і є досить чистими за хімічним складом. Характерно, що саме ними найчастіше «вмивається» вся природа Землі, вони відіграють вирішальну екологічну роль у дотриманні санітарного стану і чистоти на поверхні планети. Кругообіг води робить можливим життя на суші, відновлює на ній запаси прісних вод і забезпечує живлення більшості рік. У цьому кругообігу атмосфера виконує основну роль. Вона поглинає водяну пару, переносить її в повітряних потоках і знову перетворює у воду, поливаючи земну поверхню дощами чи покриваючи снігом.

Без води неможливе існування живих організмів. У будь-якому організмі вода є середовищем, у якому відбуваються хімічні реакції, без яких не можуть жити живі організми. Вода є найціннішою та найнеобхіднішою речовиною для життєдіяльності живих організмів.

6.2 Фізичні умови формування хмарності

Хмари – це скупчення завислих в атмосфері на висоті дрібних крапель води, кристалів льоду або їх суміші, що утворились при охолодженні вологого повітря в наслідок процесів конденсації та сублімації.

Конденсація – перетворення водяної пари у рідкий стан. В результаті конденсації утворюються дрібні крапельки діаметром кілька мікрометрів. Більші краплі утворюються в результаті злиття (**коагуляції**) кількох дрібних або в результаті танення сніжинок. Якщо температура повітря знижується до точки роси, то водяна пара стає насиченою. При подальшому зниженні температури повітря, надлишок водяної пари зверх насиченої, перетворюється у рідкий стан.

Зниження температури повітря у більшості випадків відбувається через його піднесення угору. Коли повітря не насичене, то воно адіабатично охолоджується на 1°C на кожні 100 м висоти. Тому для початку конденсації досить повітря підвестись угору на кілька сотень метрів. Коли ж воно далеке від насичення, то воно повинно підвестись на 1-2 км і більше.

Причини піднесення повітря угору: турбулентне невпорядковане перемішування, теплова конвекція, висхідні упорядковані рухи повітря на атмос-

ферних фронтах чи вздовж схилів у горах, а також висхідні рухи повітря на гребенях атмосферних хвиль. Усі ці причини обумовлюють утворення різних видів хмар.

Тумани також утворюються в результаті зниження температури приземного шару повітря. Але у цьому випадку температура повітря знижується в результаті теплообміну з холодною землею поверхнею.

Сублімація – це перетворення водяної пари безпосередньо у кристалики льоду. В атмосфері починається за температури нижче -40°C . Коли ж в атмосфері вже є кристали льоду, то сублімація на їхній поверхні відбувається і за температури нижче $-6-8^{\circ}\text{C}$.

У більшості випадків кристали льоду з'являються в атмосфері при замерзанні переохолоджених крапель води за температури $\sim 10^{\circ}\text{C}$ і нижчій.

Краплі води при конденсації водяної пари утворюються на **ядрах конденсації** (рис. 6.3). В основному ядрами конденсації є кристалики гігроскопічних солей, особливо морської солі. При швидкості вітру 15 м/с з 1 см^2 поверхні моря за 1 с у повітря надходить кілька десятків ядер конденсації з масою 10^{-15} - 10^{-16} г кожне.

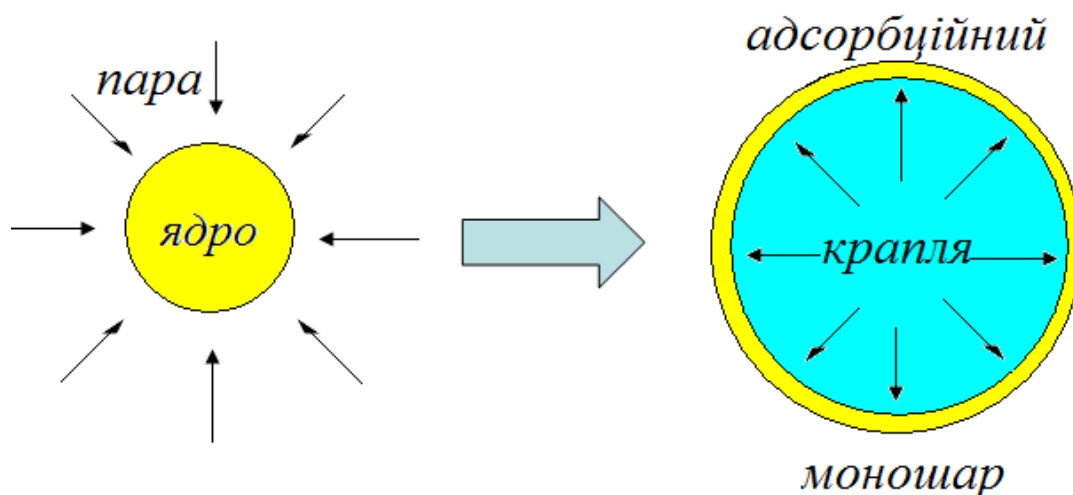


Рисунок 6.3 – Утворення краплі води на ядрі конденсації

Розмір ядер конденсації малий: від $5 \cdot 10^{-3}$ до 20 мкм . Цей діапазон умовно поділяють на три групи ядер конденсації:

- ядра радіусом від $5 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-1}\text{ мкм}$ називають **ядрами Айткена** – на честь англійського фізика Дж. Айткена. Їх концентрація змінюється від 1 до $1 \cdot 10^5\text{ см}^{-3}$ залежно від висоти над землею поверхнею;
- другу групу складають **великі ядра** з радіусом від $0,2$ до 1 мкм , середня концентрація яких близько 10^2 см^{-3} ;
- ядра з радіусом понад 1 мкм називають **гігантськими** і їх концентрація зазвичай не перевищує $1 \cdot 10^{-3}\text{ см}^{-3}$. Саме ці ядра відіграють велику роль в утворенні опадів.

Через свою легкість ядра зависають в повітрі і можуть не випадати з атмосфери роками. Через свою гігроскопічність вони часто плавають у вигляді

ді насиченого розчину солей. При збільшенні відносної вологості повітря краплі збільшуються у розмірі, а при наближенні вологості повітря до 100 % вони стають видимими на око краплями хмар та туманів.

Кристалики солей та інші гігроскопічні ядра також надходять в атмосферу при розвіюванні ґрунту вітром. Гігроскопічними є також тверді частки продуктів горіння або органічного розкладу. Ядрами конденсації можуть бути досить великі негігроскопічні частки, поверхня яких змочується.

За походженням ядра конденсації поділяють на чотири групи, %:

- ядра морського походження – 20,
- продукти горіння – 40,
- частинки ґрунту – 20,
- іншого походження – 20.

Конденсація водяної пари відбувається на найбільших ядрах конденсації. Це так звані **метеорологічні ядра конденсації** з розміром 0,1-1,0 мкм. Поблизу земної поверхні в 1 см³ повітря містяться тисячі й десятки тисяч ядер конденсації, при піднесенні угору їх кількість швидко зменшується.

Конденсація водяної пари може відбуватись і без ядер конденсації. Це відбувається інколи на комплексі молекул газів. Але така крапля не стійка. Наступної миті молекули розлітаються і крапля зникає. Наявність ядра конденсації в краплі збільшує її стійкість через **гігроскопічність** (здатність матеріалу поглинати воду в результаті адсорбції) ядра. В лабораторних умовах конденсація не відбувається навіть при великому перенасиченні повітря, якщо в ньому немає ядер конденсації. В природних умовах перенасичення повітря не спостерігається, оскільки ядер конденсації завжди достатньо.

В результаті конденсації водяної пари утворюються дуже дрібненькі крапельки – це долі мікрометра. При тривалому процесі конденсації радіус крапель може досягти 20 мкм. Залежно від умов утворення та стадії розвитку хмари краплі у ній можуть бути досить однорідні, а можуть бути й різноманітними за розмірами. Краплі хаотично рухаються і в результаті зустрічі двох крапель відбувається їх **коагуляція** або **злиття**. Для того, щоб спрацював механізм коагуляції, необхідна наявність крапель у хмарі з радіусом $r \geq 18$ мкм. Коагуляції сприяють різнойменні заряди крапель. Однойменно зарядженні краплі взаємно відштовхуються. В результаті коагуляції радіус крапель у хмарі може досягти 100-200 мкм. Такі краплі починають випадати із хмар у вигляді мряки чи слабкого дощу. Краплі більшого розміру виникають при таненні кристалів льоду.

При замерзанні крапель води в атмосфері утворюються кристали – льодяні шестигранні пластинки або призми з діаметром 10-20 мкм. При подальшій сублімації на їхній поверхні, кристалики збільшуються і на їхніх кутах утворюються розгалуження у вигляді променів. На цих розгалуженнях утворюються нові розгалуження і кристали перетворюються у шестигранні **зірочки-сніжинки**. Ця форма йде від формули води. Кристали можуть бути й іншого різноманітного складного вигляду, оскільки вони в атмосфері дроблять-

ся, змерзаються тощо. Радіус сніжинок досягає кількох міліметрів. Часто кілька сніжинок злипаються і утворюються цілі пластівці.

Зрозуміло, що не вся водяна пара в атмосфері конденсується. У рідкий чи твердий стан перетворюється лише частина водяної пари – зверх насиченої водяної пари.

6.3 Міжнародна класифікація хмар

У зв'язку з тим, що в атмосфері Землі є багато процесів, які призводять до охолодження повітря, виникає багато форм хмар. Уже в кінці XIX ст. була запроваджена міжнародна класифікація хмар. З часом вона уточнювалась і на сьогодні використовується *морфологічна* (за зовнішнім виглядом) міжнародна класифікація хмар.

Вона включає 4 родини (яруси), 10 родів (форм), 20 видів та 35 різновидів, які відрізняються за умовами утворення, структурою, щільністю, забарвленню, характером опадів, оптичними явищами тощо.

Хмари верхнього ярусу. Висота основи хмар у помірних широтах вище 6 км:

1. Перисті (пір'ясті). – Перистые – Cirrus (Ci).
2. Перисто-шаруваті – Перисто-слоистые – Cirrostratus (Cs).
3. Перисто-купчасті – Персто-кучевые – Cirrocumulus (Cc).

Хмари середнього ярусу. Висота основи хмар у помірних широтах від 2 до 6 км:

4. Високо-шаруваті – Высоко-слоистые – Altostratus (As).
5. Високо-купчасті – високо-кучевые – Altocumulus (Ac).

Хмари нижнього ярусу. Висота основи хмар у помірних широтах від кількох десятків метрів до 2 км над поверхнею Землі:

6. Шаруваті – Слоистые – Stratus (St).
7. Шарувато-купчасті – Слоисто-кучевые – Stratocumulus (Sc).
8. Шарувато-дощові – Слоисто-дождевые – Nimbostratus (Ns).

Хмари вертикального розвитку або конвективні. Основа цих хмар розташована в межах нижнього ярусу і рідко буває нижче 350 м. Вершина їх часто проникає у верхній ярус, а інколи досягає тропопаузи:

9. Купчасті – Кучевые – Cumulus (Cu).
10. Купчасто-дощові – Кучево-дождевые – Cumulonimbus (Cb).

6.4 Особливості видів хмар

Хмари – не сталі утворення. Тому для одержання надійних характеристик хмарності необхідні безперервні спостереження за формуванням, розвитком та зміною хмар. Спеціальні атласи фотографій та схем хмар дозволяють вивчати їхню різноманітність. Цьому сприяє й коротка загальна характеристика хмар.

Хмари верхнього ярусу (рис. 6.4) – найвищі хмари тропосфери. Складаються з кристалів льоду. Вони світло-сірого кольору, напівпрозорі, пропускають частково прямі сонячні промені, тому предмети мають тіні.



Рисунок 6.4 – Хмари верхнього ярусу:

а) перисті; б)перисто-шаруваті; в)перисто-купчасті

Перисті (пір'ясті) хмари як пір'я птаха або смуги волокнистої структури.

Перисто-шаруваті хмари – тоненька прозора біляста вуаль, яка вкриває все небо чи його частину. Інколи вони також мають волокнисту структуру.

Перисто-купчасті хмари мають вигляд гряд, шарів, які складаються з дуже малих пластівців, кульок, завитків, баранців. Вони часто нагадують брижі на поверхні води чи піску.

Хмари середнього ярусу (рис. 6.5) значно щільніші. Сонце та Місяць через них просвічують у вигляді розмитих плям, але прямих сонячних променів уже немає і предмети не створюють тіні.

Високо-шаруваті хмари – світло-сірий покрив різної щільності, вкривають усе небо чи його частину. Це типові змішані хмари. У яких є дрібненькі краплі та сніжинки. З них випадають слабкі опади, які влітку випаровуються і не досягають земної поверхні, а взимку з них випадає слабкий сніг.



Рисунок 6.5 – Хмари середнього ярусу:

а) високо-шаруваті; б)високо-купчасті;

Високо-купчасті хмари мають вигляд шарів та гряд сірого кольору, які складаються з плоских валів, дисків, пластин. Вони часто простягаються у ви-

гляді рядів. Для них характерна *іризація* – райдужне забарвлення країв хмар, які спрямовані до Сонця. Іризація свідчить про те, що високо-купчасті хмари складаються з дуже дрібних крапель води.

Хмари нижнього ярусу (рис. 6.6). *Шаруваті хмари* – це сірий однорідний шар. Складаються із крапель води діаметром 4-10 мкм. З них випадає мряка. Взимку при досить низьких температурах з них випадають снігові зерна (як манна крупа), маленькі сніжинки, або кристалики льоду у вигляді голочок. Коли утворюється тонкий шар хмар, то диск Сонця чи Місяця може просвічувати крізь хмари. Інколи хмари можуть мати вигляд суцільного шару порваних клаптів.



Рисунок 6.6 – Хмари нижнього ярусу:

а) шаруваті; б) шарувато-купчасті; в) шарувато-дощові

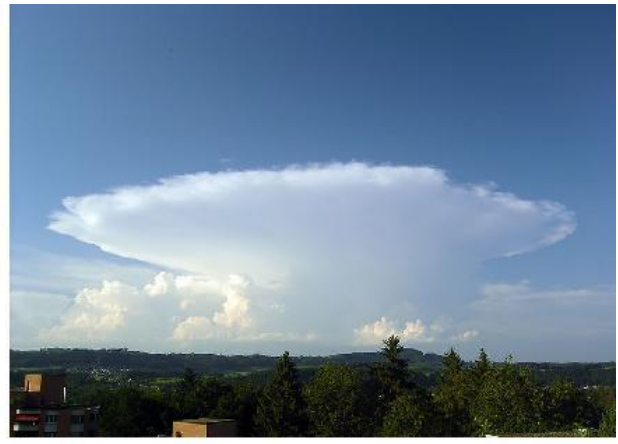
Шарувато-купчасті хмари – це гряди чи шари сірих хмар, які завжди мають темні ділянки. Між окремими елементами хмар інколи просвічує небо. Зовні дещо схожі на висококупчасті хмари, але окремі елементи їх будови більші. Структурні елементи хмар у більшості випадків простягаються рядами. Складаються в основному з дрібненьких однорідних крапель з діаметром 10-14 мкм, які при від’ємних температурах зберігаються у переохолодженому стані, зрідка присутні трохи кристалів та сніжинок. Тому із щільних хмар інколи випадає мряка або слабкий сніг.

Шарувато-дощові хмари – дуже потужні хмари на атмосферних фронтах і простягаються з нижнього до верхнього ярусів. У верхній частині вони складаються з дрібненьких крапель та сніжинок, а в нижній є й великі краплі та сніжинки. Тому хмари темно-сірого кольору і небесні світила крізь них не просвічують. Під суцільним шаром шарувато-дощових хмар часто утворюються безформні накопичення розірваних хмар, які дуже темні на фоні шарувато-дощових. Із цих хмар випадають опади облогового характеру.

Хмари вертикального розвитку утворюються в результаті конвекції (рис. 6.7). Мають вигляд ізольованих щільних мас з плоскою основою та чудернацькими вершинами, які нагадують нагромадження куполів та башт. Вершини хмар сліпучо-білі, а основи сірі або темно-сірі. Найчастіше основа хмар на висоті 400-1500 м, а вершина досягає верхнього ярусу.



(а)



(б)

Рисунок 6.7 – Хмари вертикального розвитку:

а) купчасті; б) купчасто-дощові

Купчасті хмари – спочатку у вигляді шматків вати з подальшим розвитком угору. Це окремі щільні маси з сіруватими плоскими основами та опуклими вершинами. Інколи вершини бувають плоскими, що свідчить про наявність в атмосфері інверсії, яка перешкоджає розвитку хмар угору. Складаються з крапель води і не дають опадів. При сприятливих умовах купчасті хмари перетворюються в купчасто-дощові потужні з темною основою та блискучою вируючою вершиною. У цій фазі вони можуть включати і кристали, тому з них можуть випадати опади зливого характеру.

Купчасто-дощові хмари є результатом подальшого розвитку купчастих хмар. Це велетенські гороподібні маси хмар з темною, а інколи синюватою основою та з білою вершиною частіше волокнистої структури. Часто верхня частина хмари має форму ковадла. У верхній частині купчасто-дощові хмари складаються з кристалів льоду, а в середній з кристалів та крапель. З цих хмар випадають опади зливого характеру, часто з грозами. Тому купчасто-дощові хмари ще називають зливовими або грозовими. Вертикальна протяжність до 10км, а інколи досягають тропопаузи. Під основою цих хмар у смугах падіння опадів часто спостерігають накопичення розірваних хмар.

Елементи хмар (краплі та кристали) дуже малі і вони зрівноважуються силою тертя. Швидкість падіння крапель у нерухомому повітрі дорівнює кільком долям сантиметра за секунду, а кристалів – ще менше. При наявності турбулентності краплі та кристали перебувають у завислому стані тривалий час. Вони повільно зміщуються то вниз, то вверх. Якщо відносна вологість повітря зменшується, то хмари випаровуються.

Хмара постійно змінюється: її складові постійно випаровуються і виникають знову. Хмара є лише видимою частиною води у даний момент. Краплі з хмари опускаються донизу і, переходячи за її межі у ненасичене повітря, одразу випаровуються. Водяна пара переноситься вверх і знову конденсується. Цей процес іде постійно і хмара постійно відновлюється. Вважається, що

конкретна купчаста хмара існує лише 10-20 хвилин, після чого ми вже бачимо по суті іншу купчасту хмару.

За своїм фазовим складом хмари поділяють на три групи. Це дуже суттєво для атмосферних процесів, у чому ми пересвідчимось далі.

1. **Водяні або крапельні хмари**, які складаються виключно з крапель води. Вони бувають такими не лише при позитивних температурах, але й при негативних (до -10°C). В останньому випадку краплі перебувають у переохолодженому стані. Це нормальний стан, вода в атмосфері замерзає лише при температурах близьких до -10°C .

2. **Змішані хмари**. Вони складаються із суміші крапель води та кристалів льоду. Існують при температурі повітря від -10°C до -40°C .

3. **Льодяні або кристалічні хмари**, які складаються лише із кристалів льоду. Вони існують при температурі повітря нижче -40°C .

Отже фазовий стан хмар залежить від пори року та висоти, на якій вони утворюються. У теплу пору року водяні хмари існують у нижніх та середніх шарах атмосфери, де температура повітря не опускається нижче -10°C . Змішані хмари існують в середніх шарах атмосфери, а льодяні – у верхніх. У холодну пору року залежно від температури повітря змішані та льодяні хмари можуть виникати і поблизу земної поверхні. По суті поблизу земної поверхні льодяні хмари можуть бути в Сибіру, Канаді та в Антарктиді.

Масу крапель води та кристалів льоду в 1 м^3 хмари називають **водністю хмар**. Сюди не враховують водяної пари, яка залишається в атмосфері після конденсації чи сублімації. Водність хмар відносно мала, не дивлячись на те, що в 1 см^3 об'єму хмари в нижніх шарах атмосфери нараховуються сотні крапельок води. У верхніх шарах атмосфери у цьому об'ємі є лише кілька крапельок. Вміст кристалів льоду ще менший – 1 кристал в $4\text{--}5\text{ см}^3$ хмари.

У водяних хмарах в 1 м^3 міститься від 0,01 до 3 г рідкої води. У середніх тропічних широт водність хмар більша. У льодяних хмарах водність зовсім мала – це соті і тисячні долі грама в 1 м^3 . Не дивно, що льодяні хмари не дають опадів.

6.4 Світлові явища у хмарах

Краплі води та кристалики льоду створюють суттєву неоднорідність атмосфери. У краплинах води та кристалах льоду відбувається відбивання, переломлення та дифракція (розклад) сонячних променів. Тому у хмарах досить часто спостерігаються світлові або оптичні явища. Вони не мають ніякого практичного значення, але дають деяку інформацію про самі хмари, у яких вони виникають.

Гало – оптичне явище, що виникає внаслідок заломлення та відбиття світла в льодяних кристалах і спостерігається найчастіше в атмосфері у перисто-шаруватих хмар, рідше – за інших умов (рис. 6.8). Найпоширеніша форма гало – світле слабко забарвлене коло навколо Сонця чи Місяця. Досить часто спостерігаються яскраві кольорові плями обабіч Сонця – несправжні сонця чи

паргелії, яскрава кольорова дуга з центром у зеніті - зенітна дуга, світлові стовпи, що ідуть вгору та вниз від світила. Всього відомо кілька десятків різновидів гало (до 90). Переважна більшість їх – рідкісні і спостерігаються лише в країнах із суворим кліматом. В Україні гало можна спостерігати 70-120 разів на рік, але переважно у вигляді малопомітного явища. Яскраве і добре помітне гало з'являється 10-20 разів на рік. Поява гало часто свідчить про зміни в погоді – похолодання.



Рисунок 6.8 - Гало

Вінці (ореол) виникають у високо-купчастих хмарах, які закривають диск світила і складаються з дрібненьких однорідних крапель води, а також у туманах навколо штучних джерел світла (рис. 6.9). Радіус вінців обернено пропорційний діаметру крапель, що дозволяє за радіусом явища визначити розміри крапель у хмарах.

Вінці – світле кільце, яке прилягає впритул до диску Сонця чи Місяця, голубуватого кольору, а зовнішній край червонуватий. Може бути з одним або кількома додатковими кільцями такого ж, але світлого кольору. Явище виникає в результаті дифракції (розкладу) світла у дрібненьких краплях води. Вінці навколо ліхтарів у тумані мають багатші кольори райдуги.

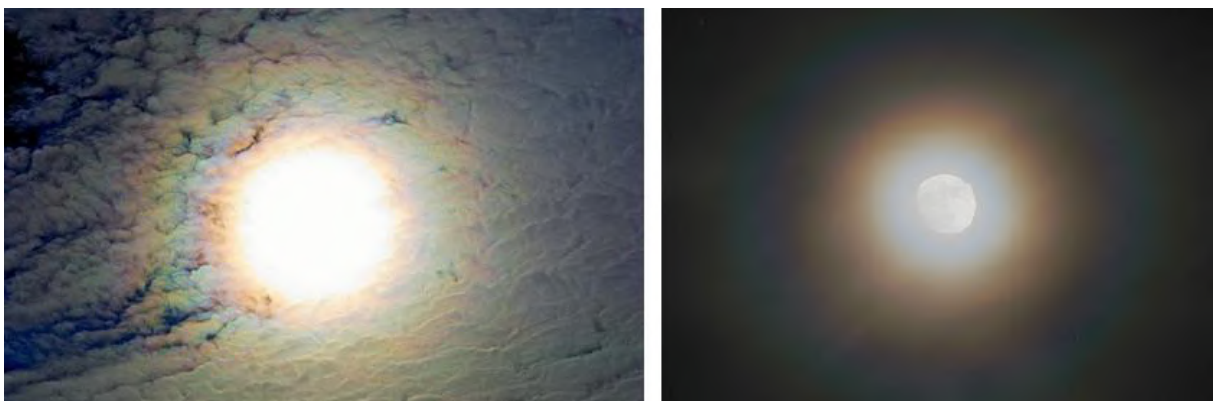


Рисунок 6.9 – Вінець або ореол

За наявності в атмосфері крапель всіляких розмірів кільця вінців, накладаючись один на одного, утворюють спільне біле сяйво, ореол, навколо диска світила.

Глорія спостерігається на фоні хмар або туману, які розташовані прямо перед спостерігачем або нижче його, тобто явище можна спостерігати в горах або з літака (рис. 6.10). Це ореол навколо точки, прямо протилежної диску світила. На ці хмари падає тінь спостерігача і ореол вінчає тінь його голови. Глорія пояснюється дифракцією відбитого від крапель світла, коли Сонце поблизу горизонту. Часто можна бачити нечіткі контури диковинних істот, які нагадують людину, але велетенських розмірів. Істоти темно-сірого кольору безперервно змінюють форму, то наближаються, то віддаляються. Це явище одержало назву «брокенська примара», за назвою вершини Брокен в горах Гарц (Середня Німеччина), де воно спостерігається досить часто. Явище було відоме в давнину у Західному Китаї за назвою «Пишність Будди». Замість себе можна побачити чужу тінь. Відоме зображення на фоні хмар жінки з дитиною на руках – «Брокенське диво».

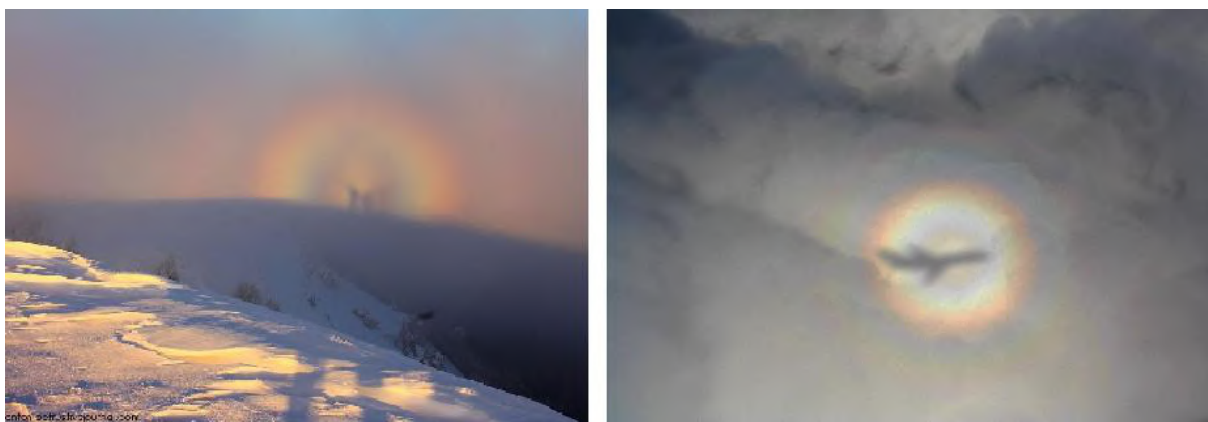


Рисунок 6.10 - Глорія

Райдуга (веселка) спостерігається на фоні хмар, з яких іде дощ і які підсвічуються прямими сонячними променями (рис. 6.11).



Рисунок 6.11 - Райдуга

Радуга – це кольорова дуга або напівколо радіусом близько 42° . Зовнішній край райдуги червоний, внутрішній фіолетовий, між ними решта кольорів спектру. Райдуга виникає в результаті переломлення сонячних променів при вході та виході із крапель, відбиттям їх всередині крапель і дифракцією променів на краплях.

Дуга райдуги є частиною кола, центр якого лежить на прямій, яка з'єднує око спостерігача з центром диску Сонця. Якщо спостерігач рухається, то рухається й райдуга. Коли Сонце поблизу обрію, то й центр райдуги там і її видно як напівколо. При збільшенні висоти Сонця над обрієм райдуга ховається за обрій. Коли висота Сонця досягає 42° і більше то її не видно зовсім. Інколи з літака удавалось бачити райдугу у вигляді майже повного кола.

Інколи поряд з основною спостерігається друга райдуга. Вона слабше світиться, а її радіус близько 50° , зовнішній край її фіолетовий. Зовсім рідко можна спостерігати навіть третю та четверту райдуги. Формується райдуга переважно на фоні купчасто-дощових хмар, які не вкривають усе небо. При відповідному освітленні райдугу можна спостерігати при розбризкуванні води водоспадами, фонтанами, морськими хвилями.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Смог: умови виникнення, небезпека
2. Незвичайні хмари, умови їх утворення
3. Тропічний ураган: умови утворення і розвитку, руйнівна дія
4. Географічний розподіл вологості повітря.
5. Добовий та річний хід вологості повітря та хмарності

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю «кругообіг води», визначте його вплив на стан складових біосфери Землі.
2. Охарактеризуйте види вологообігу в природі. Наведіть швидкість оновлення води в атмосфері.
3. Дайте визначення поняттям «хмари», «конденсація», «коагуляція».
4. Опишіть фізичні умови формування хмарності.
5. Що таке ядра конденсації? Наведіть їх типи, визначте роль у формуванні хмар.
6. Що таке сублімація? Опишіть умови її виникнення.
7. Наведіть міжнародну класифікацію хмар.
8. Охарактеризуйте хмари верхнього ярусу.
9. Охарактеризуйте хмари середнього ярусу.
10. Охарактеризуйте хмари нижнього ярусу.
11. Охарактеризуйте хмари вертикального розвитку.
12. Що таке елементи хмар. Поясніть твердження «хмара постійно відновлюється».
13. Охарактеризуйте три групи хмар за фазовим складом. Що таке водність хмар?
14. Які світлові явища у хмарах Вам відомі? Опишіть умови їх утворення.

ЛЕКЦІЯ 7. ТУМАНИ, ОПАДИ ТА ЕЛЕКТРИЧНІ ЯВИЩА У ХМАРАХ

План

- 7.1. Серпанок, туман, імла
- 7.2. Наземні гідрометеори та ожеледь
- 7.3. Умови утворення атмосферних опадів
- 7.4. Класифікація атмосферних опадів
- 7.5. Електризація хмар та опадів
- 7.6. Активний вплив людини на атмосферні процеси

Завдання на самопідготовку

7.1 Серпанок, туман, імла

Серпанок – легка поволока, легкий прозорий туман; атмосферне явище, при якому має місце помутніння повітря за рахунок крапель або кристалів води, дальність видимості коливається в діапазоні 1-10 км (рис. 7.1). Відносна вологість повітря коливається в межах 58-100 %. Продукти конденсації та сублімації водяної пари (краплі та кристали) розсіюють сонячні промені, усі предмети мають білувато-сіруватий колір і не чіткі обриси. Назва терміну походить від назви легкої прозорої тканини – серпанку (газ).

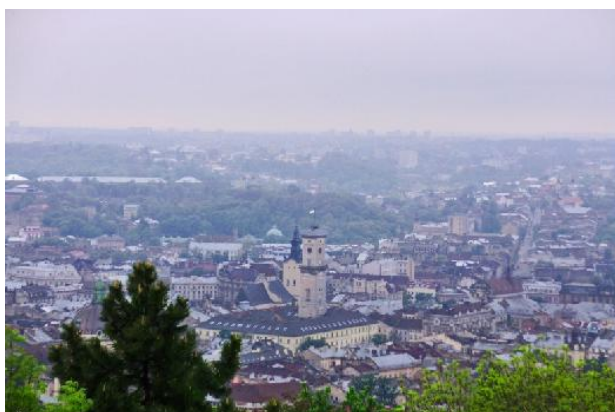


Рисунок 7.1 – Серпанок

Туман – атмосферне явище, що полягає в скупченні продуктів конденсації та сублімації, завислих в повітрі безпосередньо над землею поверхнею, з горизонтальною видимістю до 1 км (рис. 7.2). Тумани виникають тоді, коли поблизу поверхні Землі є сприятливі умови для конденсації водяної пари. У більшості випадків це зниження температури. Ядер конденсації водяної пари завжди достатньо. Оскільки ядра конденсації гігроскопічні, то тумани виникають ще до зниження температури до точки роси, тобто при відносній вологості близько 95 %.

Якщо видимість погіршена за рахунок наявності у повітрі часток пилу і диму (твердими частками), то подібне атмосферне явище називається **імлою**

(рис. 7.3). Повітря має колір цих часток, і, як правило, додає к зображенню жовтий, бурий або красний відтінок. Імла часто виникає при розвіюванні ґрунту сильним вітром (пилові бурі), забруднення повітря при лісових пожежах та промисловим забрудненням у містах. Імла може бути і біологічного походження. Це пилок при масовому квітуванні деяких видів рослин. Дальність горизонтальної видимості при імлі змінюється у великих межах. Відносна вологість при імлі, як правило, мала на відміну від туманів та серпанку.



Рисунок 7.2 – Туман

У **слабких туманах** горизонтальна видимість становить 999-500 м, у **помірних** – 500-100 м, у **сильних** – менше 100 м. У дуже сильних туманах видимість менша 50 м, а інколи навіть 1-2 м.



Рисунок 7.3 – Імла

Тумани з **водяних крапель** спостерігаються головним чином при температурах повітря вище -10°C . При температурах -10°C і нижче тумани вже **змішані**, поряд існують краплі та кристали. При температурі нижче -20°C переважають **крижані** тумани.

Залежно від умов утворення тумани поділяють на два види: тумани охолодження і тумани випаровування.

У природних умовах переважаючими є **тумани охолодження**. Охолодження повітря поблизу земної поверхні відбувається внаслідок двох основ-

них процесів: це радіаційне охолодження земної поверхні та прилеглого шару повітря. Втрачаючи тепло шляхом випромінювання радіації земна поверхня охолоджується, а від неї охолоджується і прилегле повітря. Тумани, які виникають у цьому випадку, називаються радіаційними. Крім того повітря охолоджується при його перенесенні з теплішої земної поверхні на холоднішу. Ці тумани називають адвективними. Якщо повітря охолоджується внаслідок дії двох причин, то тумани називаються адвективно-радіаційними.

Радіаційні тумани виникають тихої ясної ночі, але за наявності слабкого вітру. Слабкий вітер створює турбулентне перемішування повітря, а отже розповсюджує охолодження повітря вгору. У багатьох випадках формуються *приземні радіаційні тумани*. Вони розповсюджуються вгору на десятки метрів і мають плямисту структуру, тобто формуються у балках, поблизу боліт, на лісових галявинах. Ці тумани виникають у приземному шарі інверсії температури. Через невеликий проміжок часу після сходу Сонця вони випаровуються. Приземні тумани спостерігаються лише над суходолом.

В холодний період року у стійких антициклонах утворюються *високі радіаційні тумани*. Вони розповсюджуються до висоти кількох сотень метрів. Це результат тривалого поступового охолодження повітря в нижніх шарах антициклону протягом кількох днів. Такі тумани охоплюють величезні площі і можуть зберігатись багато днів підряд, розсіюючись інколи в середині дня на кілька годин.

Адвективні тумани виникають при адвекції теплого повітря на холодну підстильну поверхню. Це спостерігається при перенесенні повітря з південних районів у північні, або взимку з теплого моря на охолоджений суходіл, або влітку з теплого суходолу на холодне море, або з теплих течій на холодні. У помірних широтах на суходолі адвективні тумани бувають часто в кінці осені та взимку. На морі вони виникають частіше весною та влітку. Охоплюють величезні райони і розповсюджуються вгору на сотні метрів. Вони можуть виникати і при значній швидкості вітру. Тепле повітря вихолоджується при контакті з холодною підстильною поверхнею, а велике турбулентне перемішування розповсюджує вихолоджування до значної висоти. При значній турбулентності відбувається коагуляція крапель туману і найбільші краплі падають на земну поверхню у вигляді мряки.

Адвективно-радіаційні тумани утворюються при незначній адвекції тепла і при наступному радіаційному вихолоджуванні земної поверхні при проясненні вночі.

Тумани випаровування бувають рідше, ніж тумани охолодження і охоплюють вони менші ділянки земної поверхні. На суходолі вони виникають у вечірні години та вночі при стіканні повітря з навколишніх пагорбів на теплу водну поверхню річок, озер, ставків. Інколи вони виникають увечері під час спокійного дощу на нагріту земну поверхню чи після його закінчення, коли з вологої теплої поверхні інтенсивно випаровується волога, а температура повітря знижується. Над внутрішніми морями тумани випаровування спостерігаються зимою при адвекції холодного повітря із суходолу. В Арктиці ту-

мани випаровування утворюються тоді, коли холодне повітря з крижаного покриву переноситься на ділянки моря без криги.

Усі перелічені види туманів виникають в середині повітряних мас поза межами атмосферних фронтів. Однак існує ще один вид туманів випаровування – **туман перед теплим фронтом**. Атмосферні опади у вигляді дощу зволожують земну поверхню. Інтенсивне випаровування із земної поверхні та безпосередньо з крапель дощу насичує повітря водяною парою і утворюється туман. Це суцільна смуга туману перед фронтом.

Найчастіше тумани виникають при найбільшому охолодженні земної поверхні, тобто вранці. У горах тумани утворюються будь-якої частини доби, але усе-таки дещо частіше вони появляються у після полуденні години. Справа в тому, що в цей час виникають висхідні рухи повітря, воно адіабатично охолоджується і на схилах утворюється туман. Правда, для спостерігача, який перебуває в долині – це звичайні хмари.

7.2 Наземні гідрометеори та ожеледь

В результаті скупчення продуктів конденсації та сублімації водяної пари в атмосфері утворюються хмари та тумани. Однак процеси конденсації та сублімації можуть відбуватись на земній поверхні і на наземних предметах та спорудах. Продукти конденсації та сублімації водяної пари на земній поверхні і на наземних предметах та спорудах називаються **наземними гідрометеорами**. Це роса, іній, паморозь, твердий та рідкий наліт.

Роса – дрібненькі краплини води, які утворюються при конденсації водяної пари на земній поверхні, на горизонтальних поверхнях предметів та особливо на траві увечері та вночі теплої частини року. Земна поверхня і особливо листочки трави, кущів та дерев вночі охолоджуються шляхом радіаційного випромінювання. Тому і прилеглі шари повітря охолоджуються. Якщо температура поверхні знижується нижче точки роси, то водяна пара конденсується безпосередньо на цій поверхні. Цьому сприяє ясна тиха погода. При наявності навіть слабкого вітру роса не утворюється, скоріше утворюється туман. Роса є найпоширенішим гідрометеором.

Іній – це кристали льоду різної форми, які виникають на траві, поверхні ґрунту та на горизонтальних поверхнях предметів і споруд при таких же умовах як і роса, але при від’ємній температурі цих поверхонь (рис. 7.4). Відбувається сублімація водяної пари з повітря, яке прилягає безпосередньо до холодних поверхонь.

Паморозь – це пухкі крихкі кристали, які утворюються на вертикальних поверхнях предметів, на гілках дерев проводах тощо (рис. 7.5). Кристали довгі, легко струшуються. Паморозь утворюється зимою при досить значних морозах і, як правило, при тумані чи серпанку. Переохолоджені краплі туману замерзають при дотику до предметів і на них відбувається сублімація водяної пари. Паморозь може утворювати значні відклади переважно з навітряного боку предметів. Дуже значні відклади спостерігаються в горах на деревах, виступах скель тощо.



Рисунок 7.4 – Іній

Твердий наліт виникає на вертикальних поверхнях масивних предметів, особливо пам'ятників, колон, товстих стін та дерев, з навітряного боку при адвекції тепла після тривалої холодної погоди. Температура повітря може бути й вище нуля, але предмети ще зберігають запаси холоду. Контактуючи з цими предметами повітря охолоджується і відбувається конденсація та сублімація водяної пари на їхній поверхні. Твердий наліт буває у вигляді дрібних кристалів і у вигляді шару прозорого льоду.



Рисунок 7.5 – Паморозь

Рідкий наліт – це плівка води на вертикальних поверхнях масивних предметів з навітряного боку при адвекції тепла після тривалої холодної погоди. Виникає так само як і твердий наліт, але предмети уже мають температуру вище нуля градусів. І твердий і рідкий наліт виникають при похмурій вітряній погоді, часто з туманом.

Подібні явища взимку часто спостерігаються у приміщеннях. Вікна «потіють» і з них стікає вода, на вікнах утворюються візерунки, відклади паморозі на стінах і стелях у приміщеннях, які слабо обігріваються, у погрібах, складах та печерах.

Ожеледь – утворення щільного шару льоду на земній поверхні та на всіх предметах і спорудах в результаті випадіння переохолоджених крапель дощу чи мряки із хмар і їх замерзання при температурі нижче 0 °C (рис. 7.6).



Рисунок 7.6 - Ожеледь

Шар льоду при ожеледі буває прозорим або матовим. Матовий лід утворюється при низьких температурах і дуже дрібних краплях мряки. Відклади льоду можуть досягати товщини кількох сантиметрів. Дороги та вулиці перетворюються на суцільні ковзанки. Дерева та опори ліній електромережі та зв'язку не витримують такої маси льоду.

Ожеледиця – це шар льоду на дорогах будь-якого походження (рис. 7.7). Це і шар льоду, який утворився при ожеледі, це і замерзла вода, яка появилася на дорозі при таненні снігу.



Рисунок 7.7 – Ожеледиця

Зледеніння літаків – це по суті та ж ожеледь, але на літаку під час польоту. Обмерзання літака відбувається під час польоту у зоні опадів під хмарою або у переохолоджених водяних хмарах. При зустрічі крапель води з літаком вони розтікаються на поверхні і замерзають. До них примерзають також сніжинки, які є у хмарі. Найбільше льоду намерзає на виступаючих частинах літака: лобова частина фюзеляжу, гвинти, ребра крил. Це змінює геометрію крила і різко погіршує аеродинамічні властивості літака, що не раз призводило до катастроф.

7.3 Умови утворення атмосферних опадів

Для утворення атмосферних опадів потрібно щоб в атмосфері відбулась низка процесів. Найперше потрібні висхідні рухи повітря під дією будь-яких чинників. У процесі висхідних рухів завдяки адіабатичному зниженню температури повітря досягає стану насичення, починається конденсація водяної пари, утворюються хмари. При конденсації утворюються дрібненькі крапельки завислі в атмосфері. Щоб вони могли випадати з хмари на земну поверхню, їхні розміри повинні бути значно більшими.

Краплі плавають в атмосфері під дією руху повітря і зустрівшись зливаються в одну, тобто відбувається процес коагуляції. Коагуляції сприяють різнойменні заряди крапель. Зустрічі крапель сприяє також розвиток турбулентних рухів. У результаті коагуляції з шаруватих хмар випадають найбільші краплі у вигляді мряки. З потужних купчастих хмар може випадати дрібний слабкий дощ, особливо у тропічних широтах, де велика водність хмар. Справжнього дощу в результаті коагуляції не буває.

Справжні опади випадають лише із змішаних хмар. Змішані хмари існують лише при температурі повітря від -10 до -40 °C. Отже хмари у своєму вертикальному розвитку повинні досягти рівня кристалізації, тобто вони повинні досягти ізотерми, як мінімум -10 °C. Змішаними є шарувато-дощові, купчасто-дощові та високо-шаруваті хмари. У них краплі води та кристали льоду існують поруч. В реальних умовах повітря по відношенню до крапель може бути ненасиченим, а по відношенню до кристалів перенасиченим. Тому кристали будуть збільшуватись через сублімацію водяної пари на їхній поверхні. У результаті цього процесу кількість водяної пари у хмарі зменшується і дрібні краплі випаровуються. Отже, в атмосфері водяна пара переноситься з крапель на кристали.

Розростаючись, кристали уже не можуть бути завислими у хмарі і починають падати донизу. У процесі падіння з верхньої частини хмари вони продовжують збільшуватись внаслідок сублімації і зіткнення з переохолодженими краплями. При зіткненні сніжинок між собою утворюється безліч уламків кристалів, на яких у процесі сублімації утворюються нові сніжинки.

Отже, у хмарах великих розмірів досягають лише сніжинки. Якщо у нижній частині хмари чи під хмарою температура повітря вище нуля, то сніжинки тануть і далі падають у вигляді дощу. При подальшому падінні краплі можуть зустрічатись і зливатись в одну велику краплю. Якщо температура повітря до самої земної поверхні нижче нуля, то опади спостерігаються у вигляді снігу. Таким чином, справжні опади із хмари випадають лише у вигляді снігу.

Атмосферні опади у вигляді *граду* формуються подібним чином. У купчасто-дощових хмарах існують потужні конвективні висхідні рухи повітря. Вони підхоплюють великі краплини і переносять їх знову у верхню частину хмари, де краплі замерзають. Такі замерзлі кусочки льоду можуть довго подорожувати вверх-вниз і збільшувати свої розміри у процесі примерзання крапель до льоду. Висхідні конвективні рухи можуть досягати кількох десят-

ків метрів за секунду. Тому не дивно, що град може бути дуже великих розмірів. В Україні інколи розміри градин досягає розміру курячого яйця, а максимальний діаметр градини досягає 80-100 мм, у Київській та Полтавській областях зафіксовані градини з діаметром 118-120 мм. В Індії маса градин досягала 3,4 кг, а в Китаї навіть 7 кг. Легко уявити шкоду, яку наносить град народному господарству. Інколи на земній поверхні утворюється шар граду товщиною кілька десятків сантиметрів.

7.4 Класифікація атмосферних опадів

Атмосферні опади, які випадають із хмар, за генезисом поділяють на три види:

Облогові опади випадають із шарувато-дощових та високо-шаруватих фронтальних хмар. Охоплюють величезні площі широкою смугою у зоні фронтів і продовжуються протягом багатьох годин, інколи 1-2 доби. Ці опади середньої інтенсивності. У помірних широтах вони є переважаючими. Влітку опади із високо-шаруватих хмар випаровуються і не досягають **земної поверхні**.

Зливові опади випадають із купчасто-дощових хмар. Вони не тривалі, але можуть бути дуже інтенсивними. Короткочасність опадів пояснюється відносно невеликими розмірами купчасто-дощових хмар у помірних широтах. Середня площа, охоплена одночасно одним зливовим дощем становить близько 20 км². При швидкості вітру на висоті хмари 40 км/год. зливовий дощ з однієї хмари триває 0,5 год. Інколи купчасто-дощова хмара досягає значних розмірів і дощ може йти протягом кількох годин. Інтенсивність зливових опадів змінюється у великих межах. З однієї й тієї хмари в одному пункті може випасти кілька міліметрів опадів, а на відстані 1-2 км на 50 мм більше. У помірних широтах влітку переважають зливові опади. Всередині тропічних широт вони переважають протягом усього року.

Мрячні опади випадають із шаруватих та інколи з шарувато-купчастих хмар. Це внутрішньомасові хмари, характерні для стійкої стратифікації атмосфери. Товщина шару цих хмар мала. Влітку з них випадає мряка, це дуже дрібненькі краплі, які випадають із хмари в результаті коагуляції. Взимку при низьких температурах у хмарах появляються і кристали і замість мряки випадають снігові зерна, як манна крупа. Кількість опадів дуже мала і немає суттєвого впливу на загальну кількість опадів.

За зовнішнім виглядом атмосферні опади поділяють на такі види:

Дощ – це краплі води діаметром 0,5-8 мм. При зливових опадах краплі більші, ніж при облогових, особливо на початку дощу. Краплі з діаметром більше 8 мм на шляху падіння розбиваються на кілька крапель. Взимку краплі дощу можуть бути в переохолодженому стані, тому при зіткненні з предметами чи земною поверхнею замерзають.

Діаметр краплин дощу зазвичай 1-2 мм. 1986 року над Гаваями були зафіксовані краплі розміром 8 мм.

На думку вчених такі гігантські краплини утворюються в результаті коагуляції малих краплин на великих частках попелу, який утворюється внаслідок

док лісових пожеж. До речі, Хоббс зазначив, що всупереч загальноприйнятій точці зору, краплини не мають форми сльози, а скоріше парашута чи медузи.

Сніг – це опади у твердому стані, які складаються із складних кристалів льоду. Основна форма сніжинок – зірочка із шести променів. Зірочки формуються з шестикутних пластинок. На гранях пластинок при сублімації нарощуються промені, на яких знову виростають розгалуження. Розмір сніжинок у процесі сублімації досягає кількох міліметрів. При падінні сніжинки часто злипаються.

Мокрий сніг або сніг з дощем випадають при температурі повітря дещо вищій нуля. У цьому випадку можуть злипатись кілька сніжинок, які утворюють великі пластівці.

Крупа – це кульки ніби спресовані зі снігу діаметром 1-2 мм. Крупа випадає при температурі близько 0 °С, найчастіше восени та весною. Такі крупинки легко стискаються пальцями. Крім снігової крупи інколи буває льодяна крупа, поверхня якої вкрита шаром льоду і пальцями не стискається. Крупа випадає з шарувато-дощових та купчасто-дощових хмар при температурі нижче нуля.

Мряка – це крапельки з діаметром 0,05-0,5 мм, які падають повільно, а тому легко переносяться вітром у горизонтальному напрямку.

Снігові зерна випадають зимою з шаруватих хмар при низьких температурах замість мряки. Це дрібненькі крупинки діаметром менше 0,5 мм, які зовні нагадують манну крупу.

Льодяний дощ – це прозорі льодяні кульки діаметром 1-3 мм, тобто це замерзлі у повітрі краплі дощу.

Льодяні голки – це кристалики льоду у вигляді шестигранних призм та пластинок. Випадають із хмар нижнього чи середнього ярусу. При великих морозах такі кристали утворюються прямо у повітрі при безхмарному небі шляхом сублімації водяної пари. При сонячній погоді такі кристалики виблискують своїми гранями, повільно падаючи на земну поверхню. Хмари верхнього ярусу складаються з таких льодяних голок.

Град – це кусочки льоду кулястої форми, які випадають влітку з купчасто-дощових хмар разом із зливовими опадами, як правило, при грозах та досить теплій погоді. Найчастіше град випадає в тропічних широтах. В Кенії в середньому щорічно буває 132 дні з градом. В Україні найчастіше град буває в горах. В Карпатах та Кримських горах щорічно буває 4-6 днів з градом, на рівнині близько двох днів. У полярних широтах мала водність хмар і тому там граду не буває.

Режим атмосферних опадів. Кількість атмосферних опадів вимірюється в мм шару води, якби після дощу вода не стікала, не випаровувалась і не просочувалась у ґрунт. Такий шар води може бути лише у відрі опадоміра (рис. 7.8). Цей шар води стосується всієї території де спостерігались опади, а не одиниці площі. Шляхом обчислень можна визначити, що шар води товщиною 1 мм на площі 1 м² відповідає 1 л води, на площі 1 га – 10 м³, на площі 1 км² – 1000 м³. Такі обчислення роблять меліоратори, оскільки потрібно зна-

ти скільки води потрібно подати на одиницю площі для оптимального її зволоження.

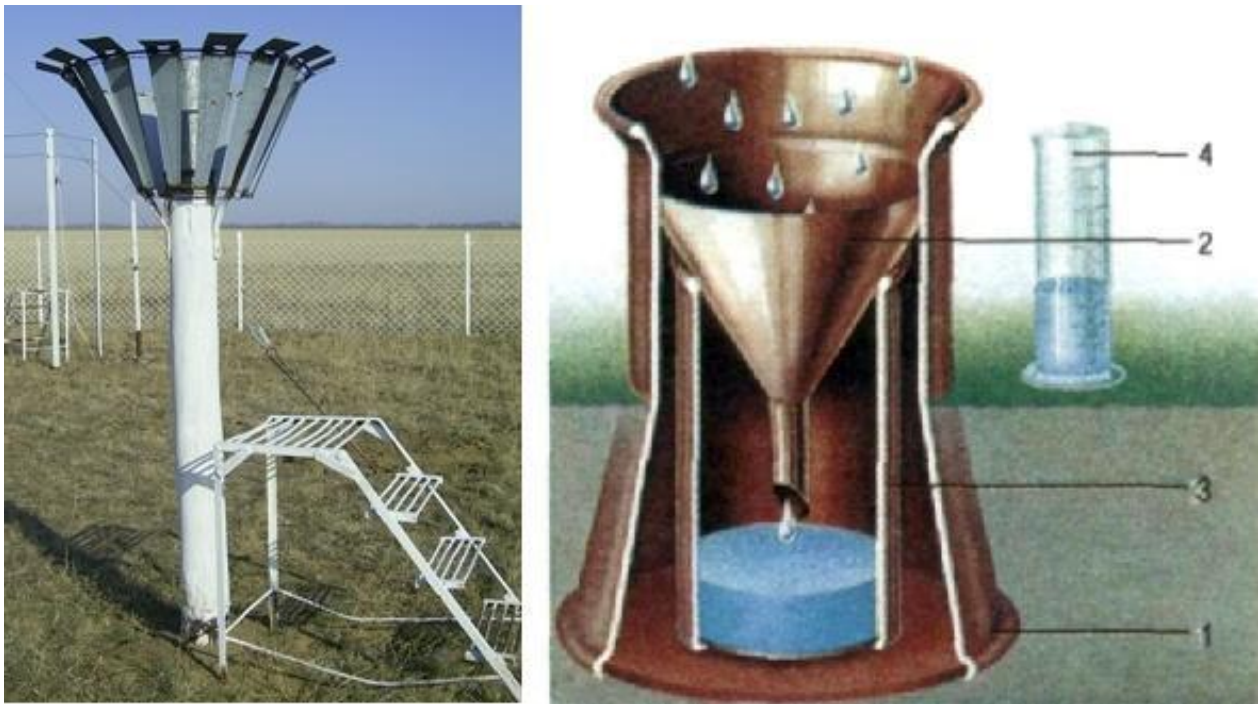


Рисунок 7.8 – Опадомір

Другою важливою характеристикою зволоження території є кількість днів з опадами. За день з атмосферними опадами вважають день, коли було зафіксовано не менше 0,1 мм опадів. Okремо можна обчислити кількість днів з опадами більше 1 мм, більше 10 мм тощо. Визначаються й інші показники режиму опадів.

При малій своїй масі сніжинки мають доволі великі розміри, а тому легко переносяться вітром. Вітер переносить не лише сніжинки, що падають, а й піднімає їх у повітря з земної поверхні. У зв'язку з перенесенням снігу у природі існує цілий ряд явищ, які в українській мові мають різні назви.

Хуртовина (завірюха, віхола) – це випадіння снігу із хмар при сильному вітрі (рис. 7.9, а). В одних випадках чітко видно, що сніг в основному падає зверху, в інших випадках не можна відрізнити скільки снігу падає зверху і скільки піднімається вітром із земної поверхні. В різних районах Росії хуртовини називаються *пургою* або *бураном*. Якщо сніг випадає з купчасто-дощових хмар і тому має зливовий характер, то хуртовини бувають сильними, але короткочасними. Особливо сильні хуртовини спостерігаються на узбережжі Антарктиди, де спостерігаються дуже сильні вітри, а сніговий покрив сухий через низькі температури.

Заметіль (метелиця), при якій сніг піднімається вітром з поверхні снігового покриву (рис. 7.9, б). Вона може бути сильною і слабкою. Якщо сніг переноситься безпосередньо над сніговим покривом у шарі атмосфери товщиною кілька десятків сантиметрів, то це буде слабка заметіль. Для виник-

нення заметілі одного вітру недостатньо. При замерзанні підталого снігу на його поверхні утворюється снігова кора, яка й захищає сніг від перенесення. Найкращі умови для виникнення заметілі – це наявність снігу, який щойно випав, і особливо коли він випав на снігову кору.



(а)



(б)

Рисунок 7.9 – Хуртовина (а) та заметіль (б)

Хуртовини й заметілі відносять до небезпечних явищ погоди, які різко зменшують горизонтальну видимість та перерозподіляють сніговий покрив. У процесі перенесення снігу утворюються замети. Це вали та кучугури снігу на дорогах та перед перешкодами. Товщина шару снігу на дорогах та перед перешкодами може бути в 2-5 разів більшою, ніж на відкритому полі. Це вимагає великих витрат на очистку доріг від снігу. В Україні найменше хуртовин буває на півдні – 5-10 днів. На північному сході України їх буває понад 25 днів, а в Карпатах щорічно спостерігається 30-35 днів. В окремі роки на північному сході хуртовини бувають протягом 44-49 днів, а в Кримських горах та Карпатах може бути 50-70 днів.

7.5 Електризація хмар та опадів

Гроза – це атмосферне електричне явище, яке супроводжується блискавкою, громом, дощем, досить часто ще й шквалом, а інколи й градом. Це стає можливим при сильній електризації хмар.

Електропровідність повітря дуже мала. Тому різниця потенціалів не вирівнюється шляхом електропровідності. Заряди одного знаку накопичуються в одній частині хмари, а іншого знаку – у другій. Коли напруга поля досягає певного критичного значення близько $(25-50) \cdot 10^3$ В/м і більше, то різниця потенціалів вирівнюється шляхом електричного розряду. Це і є **блискавка**. Розряди бувають між різними частинами хмар, між сусідніми хмарами або між хмарою і Землею. Близько 40 % розрядів буває між хмарою і Землею.

Блискавка – це не миттєвий розряд. Вона складається з кількох послідовних розрядів, що сліднують один за одним, одним і тим же шляхом, який називається **каналом блискавки**. Канал звивистий, з розгалуженнями. Розряд відбувається у тому напрямку, де найбільше іонів, тобто де найменший опір електричному струму. Інтервал між окремими розрядами-імпульсами становить близько 0,05, а тривалість усієї блискавки десяти долі секунди.

У момент розряду у каналі блискавки переноситься електричний струм силою десятки тисяч ампер. Тому температура повітря в каналі досягає 25-30 тис. °С. В результаті цього повітря в каналі розжарюється до сліпучо розово-фіолетового свічення. Миттєве нагрівання повітря призводить до його вибухового розширення, яке й створює звуковий ефект – **грім**. Грім запізнюється відносно блискавки, оскільки швидкість світла досягає 300 тис. км/с, а швидкість звуку 330 м/с.

Звук від різних точок блискавки долітає до нас не одночасно. Крім того, звук відбивається від різних ділянок Землі та від хмар. Тому після основного удару грому деякий час ще продовжується *гуркіт*.

Про далекі грози нас сповіщає **блискавиця**. Це миттєвий спалах неба поблизу обрію без грому.

Найчастіше грози виникають на суходолі у тропічних широтах. На півдні Ефіопії протягом року буває 230 днів з грозами, на о. Ява 220 днів, в Кенії 132 дні, у Мексиці 142 дні.

Гроза – це небезпечне явище, яке щорічно наносить великої шкоди народному господарству. Одночасно на Земній кулі спостерігається близько 1800 гроз і щосекунди виникає близько 100 блискавок. Грози в горах виникають частіше, ніж на прилеглих рівнинах, оскільки на теплих південних схилах частіше бувають сприятливі умови для теплової конвекції.

Потрібно знати, що блискавка здебільшого влучає в поодинокі дерева, найчастіше в дуб. На нього припадає понад 50% всіх влучень. У тополі блискавка влучає удвічі рідше, в ялину – у п'ять, сосну – в десять, у бук – у вісімнадцять, у липу – у тридцять разів рідше. Отже підходити до таких дерев небезпечно. Під час грози небезпечно перебувати на вершині будь-якого пагорба, що підноситься над рівниною. Відомо, що багато геологічних структур сприяють влученню блискавки в них. Небезпечно під час грози переносити довгі металеві предмети, навіть парасольку. Це по суті антена, в яку може влучити блискавка. Звичайно, на міській вулиці під час грози нас захищає величезна кількість антен на дахах будинків.

Для захисту газо-, електро- та нафторозподільчих пунктів, нафто- та газосховищ, складів та будівель використовують **громовідводи** (рис. 7.10). Насправді людина відводить не грім, але така назва уже закріпилась. Людина підносить догори загострені металеві провідники, закопані глибоко у землю, щоб сприяти електричному розряду саме у цьому місці і таким чином захистити цінні об'єкти від блискавки.



Рисунок 7.10 – Громовідвід

Куляста блискавка виникає у розпеченому повітрі каналу звичайної блискавки. Складається вона з нестійких сполук азоту та кисню і концентрує велику кількість тепла. При охолодженні до певної критичної температури речовина кулястої блискавки миттєво розкладається на азот та кисень і виділяє усю засвоєну енергію. Це створює потужний вибух. Куляста блискавка вже змодельована в лабораторних умовах.

Куляста блискавка – яскрава куля з діаметром від 3 до 20 см. Температура кулястої блискавки досягає 10-15 тисяч градусів. Рухається куляста блискавка за напрямком руху повітря, у тому числі і у приміщеннях. Тому бажано під час грози зачиняти кватирки, щоб виключити протяги. При зіткненні з наземними предметами може вибухнути хоч кожного разу це буває по іншому. Так, описано випадок у Ставрополі. Під час сильної грози вогняна куля величиною як футбольний м'яч, стрибаючи, котилась вулицею. При зіткненні з Землею куля вибивала ями глибиною 0,5 м і діаметром 1,5 м. Так було знівечено вулицю протягом двох кварталів. При останньому зіткненні з поверхнею вулиці стався потужний вибух з величезним стовпом полум'я.

Одна з блискавок попала у нафтосховище на Макіївському коксохімічному заводі і повністю його знищила. Екзотично закінчилось життя кулястої блискавки у Хабаровську. Там вона залетіла у котел з водою майже 7000 л. Вода миттєво закипіла, блискавка купалась у ній близько 10 хв. і погасла.

Людині краще з кулястою блискавкою не зустрічатись. Деякі види цих блискавок бувають отруйні, випромінюють отруйні речовини, мають мікрохвильове випромінювання. Відомо багато випадків з пілотами, які втрачали свідомість при зустрічі з цими блискавками через їх випромінювання. Коли люди виживають після зустрічі з кулястою блискавкою, то вони дуже хворі-

ють. Симптоми хвороби схожі з тими, які бувають при сильному радіоактивному опроміненні і пошкодженні центральної нервової системи.

Спеціалісти радять людині не тікати від кулястої блискавки і не робити ніяких різких рухів, адже вона рухається за потоком повітря. Краще затамувати подих, причаїтися або повільно відійти вбік перпендикулярно до руху повітря. Зараз уже встановлено, що куляста блискавка може бути невидимою або чорною. Вдалось сфотографувати чорну блискавку. На фото вона виглядає як клубок, сплетений із загадкових ниток. Тривалість існування більшості кулястих блискавок від кількох секунд до хвилини, рідко довше.

Вогні святого Ельма – це кільцеподібне, пучкоподібне або ниткоподібне свічення загострених предметів: верхушок башт, веж, труб, кінців щогл кораблів, гострих виступів скель тощо (рис. 7.11). У далекому минулому явище вражало уяву моряків і сприймалось ними як попередження заступника моряків святого Ельма про наближення грози.

Суть явища полягає в тому, що при великій напрузі електричного поля атмосфери найбільша напруга спостерігається на загострених кінцях предметів. У таких випадках повітря поблизу цих кінців починає проводити електричний струм. Це тихі розряди або розряди з слабким потріскуванням, які іноді супроводжуються свіченням. Такі розряди можуть бути і за відсутності грозових хмар, особливо у горах при хуртовинах та пилових бурях.



Рисунок 7.11 – Вогні святого Ельма

7.6 Активний вплив людини на атмосферні процеси

Опади випадають із колоїдно нестійких хмар, тобто із змішаних. Влітку, особливо у степовій зоні і далі на південь, при досить доброму розвитку купчастих хмар і великій їх водності, опадів немає. Справа у тому, що рівень кристалізації розташований дуже високо і хмари залишаються колоїдно стійкими. Узимку часто добре розвинені хмари також колоїдно стійкі, оскільки краплі перебувають у переохолодженому стані. Отже завдання людини – *створити умови для появи кристалів льоду у переохолодженій хмарі.*

Зараз для цього найчастіше використовують **тверду вуглекислоту** з дуже низькою температурою (рис. 7.12). Це по суті кусочки подрібненого льоду (-78°C) з діаметром 0,5-2 см, які розсіюють у верхній частині хмари. Вони падають і на шляху їх падіння в атмосфері утворюється безліч кристаліків льоду, які стають ядрами сублімації водяної пари і на них виростають

сніжинки. При випаровуванні 1 г твердої вуглекислоти утворюється близько 1016 льодяних кристалів.



Рисунок 7.12 – Тверда вуглекислота – сполука, що нагріваючись в атмосфері, стимулює опади

Крім вуглекислоти, у хмарі розсівають *пари йодистого срібла (AgI)*, які охолоджуючись, утворюють в атмосфері при температурі нижче $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ мікроскопічні кристалики льоду (рис. 7.13). Це також ядра кристалізації, на яких шляхом сублімації виростають сніжинки. Таким чином, людина сприяє утворенню кристалів льоду у переохолодженій хмарі, а далі відбувається природний процес сублімації, який призводить до випадання атмосферних опадів. Відомі й інші реагенти для перетворення колоїдно стійкої хмари у нестійку (зокрема свинець).



Рисунок 7.13 – Йодисте срібло – сполука, що охолоджуючись в атмосфері, стимулює опади

Усі ці реагенти доставляють у хмару за допомогою різних засобів. Їх можна розсівати у хмарі з літака, за допомогою спеціальних метеорологічних ракет. Нарешті, діють спеціально створені артилерійські загони, які доставляють реагенти у хмару за допомогою артилерійських снарядів, заповнених хімічними реагентами. При розсіюванні вуглекислоти з літака витрачають від 100 г до 1 кг CO_2 на 1 км польоту. Температурний поріг впливу твердим діоксидом вуглецю методом скидання гранул становить $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$, а найбільший ефект дії реагенту спостерігається при температурі повітря від -7 до $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$.

За допомогою цих же реагентів можна захистити сільськогосподарські культури від знищення їх градом. Для цього реагент вносять у купчасто-дощові хмари на початку їх формування і з них випадають опади зливого ха-

рактеру або дрібного граду. При таких зливах водність хмари різко зменшується і вже немає умов для утворення великого граду. Дрібний град, який випадає із хмари, найчастіше повністю тоне на шляху падіння до земної поверхні.

Цим же методом можна розсіювати низькі хмари над аеродромом або тумани в аеропортах, створюючи умови для польотів авіації в необхідних випадках. Висіяні реагенти у хмари чи тумани призводять до збільшення розмірів крапель і кристалів, які осідають на землю. Засівають хмари і тумани не на самому аеродромі, а перед аеродромом, враховуючи напрямок та швидкість вітру. Вартість подібних робіт дуже велика.

Отже, використовуючи відповідні реагенти, людина навчилася вирішувати три завдання:

- а) планово збільшувати кількість опадів у відповідному районі,
- б) захищати сільськогосподарські культури (найчастіше виноградники, сади та інші цінні культури) від пошкодження чи знищення їх градом,
- в) розсіювати низькі хмари чи тумани над аеродромом або іншими місцями.

Менше успіхів досягнуто при розсіюванні теплих хмар та туманів. В Україні до 80 % туманів – це теплі тумани. Для їх розсіювання застосовують гігроскопічні речовини: NaCl, CaCl₂, NH₄Cl тощо. В тумані чи хмарі розсіюють певну кількість гігантських гігроскопічних ядер з діаметром 5-50 мкм у вигляді порошку або крапель концентрованих розчинів. Оскільки тиск насиченої водяної пари над краплями розчину солей гігроскопічних речовин нижчий від її тиску над краплями туману, то краплі туману випаровуються, а краплі розчину швидко збільшуються у розмірі.

Збільшені краплі розчину, досягши розміру 30-70 мкм за рахунок перегонки пари, падають під дією сили тяжіння, захоплюючи на своєму шляху дрібні краплини. У результаті гравітаційної коагуляції краплі швидко зростають у розмірах і випадають на землю у вигляді мряки. За рахунок цього дальність видимості в тумані може збільшитись на 50-60 %. Для підтримання зони покращеної видимості реагент слід розсіювати безперервно протягом необхідного часу.

Варто зауважити, що використання гігроскопічних речовин для розсіювання туманів на аеродромах супроводжується значним посиленням корозії металевих конструкцій.

Теплові методи передбачають безпосереднє нагрівання повітря, у якому утворився туман, до температури, за якої відбудеться випаровування крапель туману, а відносна вологість повітря зменшиться приблизно до 90 %. Але для нагрівання 1 м³ ізольованого об'єму повітря потрібно 6 кДж тепла, а в реальних умовах атмосфери навіть при дуже слабкому вітрі витрати багаторазово збільшуються.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Проблема нестачі і надлишку опадів в різних регіонах світу.

2. Адвекція, її роль у формуванні хмарності і туманів.
3. Географічний розподіл туманів.
4. Куляста блискавка.
5. Режим та атмосферних опадів.
6. Показники зволоження території.
7. Посушливі явища. Проблема опустелювання.
8. Сніговий покрив. Снігова лінія

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттям «серпанок», «туман», «імла».
2. Наведіть класифікацію туманів.
3. Охарактеризуйте три види туманів охолодження.
4. Охарактеризуйте тумани випаровування.
5. Що таке «наземні гідрометеори»? Які наземні гідрометеори Вам відомі?
6. Слабкий вітер сприяє утворенню роси чи туману?
7. В чому різниця між інеем і памороззю, ожеледдю та ожеледицею?
8. Охарактеризуйте проблему зледеніння літаків.
9. Яка низка процесів повинна відбутися в атмосфері для утворення атмосферних опадів?
10. Чому справжнього дощу в результаті коагуляції не буває?
11. Класифікація атмосферних опадів за генезисом.
12. Класифікація атмосферних опадів за зовнішнім виглядом?
13. В чому різниця дощу від мряки, снігових зерен від крупи, хуртовини від заметілі?
14. Яким чином реєструється і заміряється режим атмосферних опадів?
15. Дайте визначення поняттю «гроза». Чому грім запізнюється відносно блискавки?
16. Як захищають цінні об'єкти від блискавки?
17. З якою метою людина стимулює опадоутворення?
18. Реагенти, що використовуються для стимулювання опадоутворення. Особливості застосування.
19. Яким чином здійснюють розсіювання теплих туманів?

ЛЕКЦІЯ 8. ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ

План

8.1.Повітряні маси

8.2.Атмосферні фронти

8.3.Циклони

8.4.Антициклони

8.5.Місцеві вітри

Завдання на самопідготовку

8.1 Повітряні маси

Повітряні маси – це великі об’єми повітря у тропосфері з порівняно однаковою температурою, вмістом вологи та пилу (рис. 8.1). У процесі загальної циркуляції атмосфери великі об’єми повітря можуть тривалий час перебувати над однорідними ділянками земної поверхні. Під впливом радіаційного та теплового балансів цих ділянок поверхні це повітря набуває певних властивостей. Зміщуючись в інші райони земної кулі, повітряні маси переносять сюди свої властивості, а отже змінюють тип погоди. Переважаючи у певному районі протягом усього року чи окремих сезонів, повітряні маси формують характерний клімат даної місцевості. Звичайно, у процесі перенесення з одних районів в інші поступово змінюються їх властивості, тобто відбувається трансформація повітряних мас.

Відповідно до районів формування на земній кулі існує **чотири типи повітряних мас**:

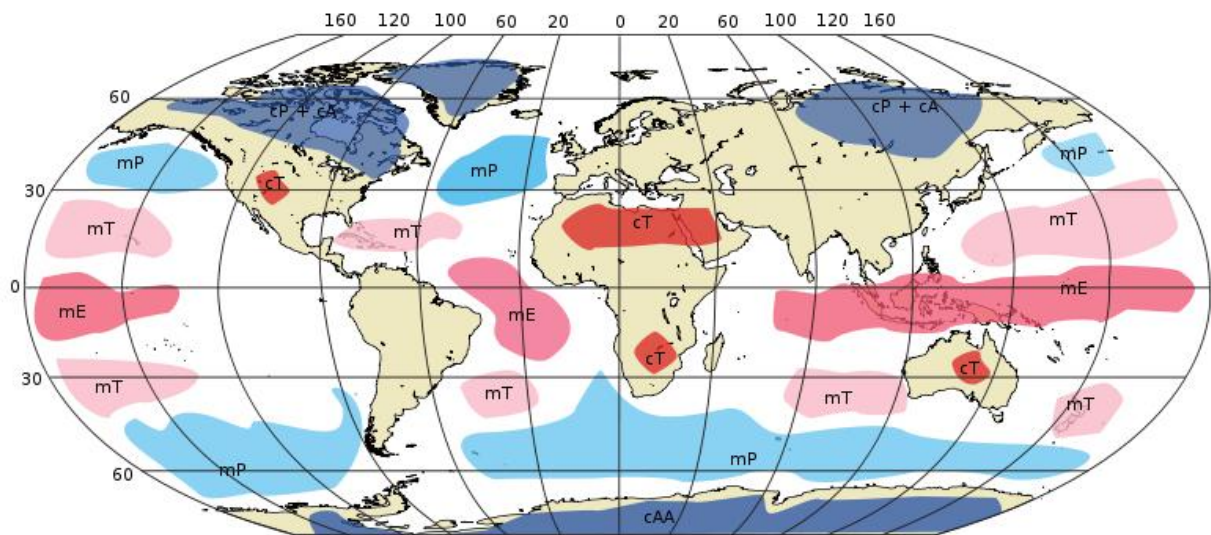


Рисунок 8.1 – Глобальний розподіл повітряних мас

- арктична (у південній півкулі антарктична),
- помірна (або полярна),

- тропічна,
- екваторіальна.

Усі вони мають свої **характерні властивості** (рис. 8.2).



Рисунок 8.2 – Властивості основних типів повітряних мас

Так, екваторіальне повітря дуже тепле з великим вмістом водяної пари, тропічне повітря так само дуже тепле, але дуже сухе, особливо на суходолі, помірне повітря дуже змінюється упродовж основних сезонів, а арктичне (антарктичне) холодне і має дуже мало водяної пари.

Усі ці типи повітряних мас у свою чергу поділяються на **морські** та **континентальні**. Особливо дуже відрізняються підвиди морського та континентального повітря тропічної повітряної маси та помірної.

За своїми термічними властивостями повітряні маси можуть бути теплими та холодними. Повітряні маси, які рухаються на холодніші ділянки (у вищі широти), називаються **теплыми**. Вони зумовлюють підвищення температури, але самі охолоджуються у нижніх шарах. Тому тут бувають малі вертикальні градієнти температури, а часто навіть інверсії температури. Отже, це стійка стратифікація атмосфери, конвекція не розвивається, переважають шаруваті хмари та тумани.

Повітряні маси, які переносяться з холодної земної поверхні на теплу (з високих широт у нижчі), називаються **холодними**. У нових широтах вони знижують температуру повітря, часто дуже різко. Але на шляху перенесення холодна повітряна маса у нижніх шарах нагрівається від земної поверхні і в ній виникають великі вертикальні градієнти температури. Це призводить до розвитку конвекції, формування конвективних хмар і, як наслідок, випадіння опадів зливого характеру.

Іноколи виділяють ще так звані **місцеві повітряні маси**, які довго перебувають у даному районі. Їхні властивості визначаються нагріванням чи охолодженням у нижніх шарах залежно від сезону.

8.2 Атмосферні фронти

Коли дві сусідні повітряні маси з різними характеристиками перебувають у спокійному стані, то між ними є широка перехідна зона, в якій поступово змінюється температура, вологість та інші характеристики. Якщо ж під дією різних чинників повітряні маси починають рухатись, то перехідна зона між ними різко скорочується, або іншими словами між ними утворюється **фронтальна поверхня** (рис. 8.3).



Рисунок 8.3 – Вертикальний розріз фронтальної поверхні

У місці перетину фронтальної поверхні з земною поверхнею утворюється **атмосферний фронт** – перехідна зона між двома повітряними масами з відмінними фізичними властивостями (головним чином температурою та вологістю). Фронтальні поверхні завжди нахилені у бік холодного повітря.

Залежно від напрямків руху та інших причин атмосферні фронти поділяються на теплі, холодні та фронти оклюзії.

Якщо тепле повітря рухається у бік холодного то фронт називається **теплим** (рис. 8.4). Клин холодного повітря під натиском теплого повільно відступає і його місце займає тепле повітря.



Рисунок 8.4 – Схема теплового атмосферного фронту

Одночасно легке тепле повітря піднімається догори вздовж фронтальної поверхні, воно адіабатично охолоджується, відбувається конденсація водяної

пари, утворюються потужні шаруватоподібні хмари. Висхідні рухи вздовж фронтальної поверхні повільні, це сантиметри за секунду. Характерні хмари *Ci*, *Cs*, *As*, *Ns*. Ширина зони атмосферних опадів на теплому фронті досягає 300-500 км взимку та 200-300 км влітку.

Вітер перед теплим фронтом, як правило, має південно-східний напрямок, а за фронтом південний або південно-західний. Теплі fronti розташовані в передній частині циклонів. Отже при проходженні теплового фронту спостерігається хмарна погода з облоговими атмосферними опадами з підвищенням температури повітря.

Якщо холодне повітря рухається в бік теплового, то фронт називається **холодним** (рис. 8.5). Холодне повітря важке, тому воно підтікає під тепле і витісняє його угору. Залежно від швидкості руху холодні fronti поділяють на fronti першого і другого роду.



Рисунок 8.5 – Схема холодного атмосферного фронту

Перед холодним фронтом вітер, як правило, має південний або південно-західний напрямок, а за холодним – західний або північно-західний, тобто при проходженні фронтів вітер повертає за годинниковою стрілкою. Отже, атмосферні fronti поблизу земної поверхні це лінії конвергенції, або лінії сходження повітряних потоків. Холодні fronti рухаються в тилівій (західній) частині циклонів.

Холодні fronti завжди рухаються швидше, ніж теплі, тому вони наздоганяють останні. У цьому випадку, коли зливаються лінії теплового і холодного фронтів, новий фронт називається **фронтом оклюзії** (рис. 8.6). На фронтах оклюзії з'єднуються системи хмар обох фронтів, які займають величезні території.

Фронт оклюзії бувають за типом теплового (рис. 8.6, а) та холодного (рис. 8.6, б) фронтів. Якщо за холодним фронтом повітря тепліше, ніж перед теплим, то це повітря натікає на холодніше і піднімається угору вздовж фрон-

тальної поверхні. Якщо ж за холодним фронтом повітря холодніше, ніж перед теплим, то воно підтікає під холодне повітря перед теплим фронтом. В обох випадках тепле повітря витісняється угору, де воно поступово охолоджується.

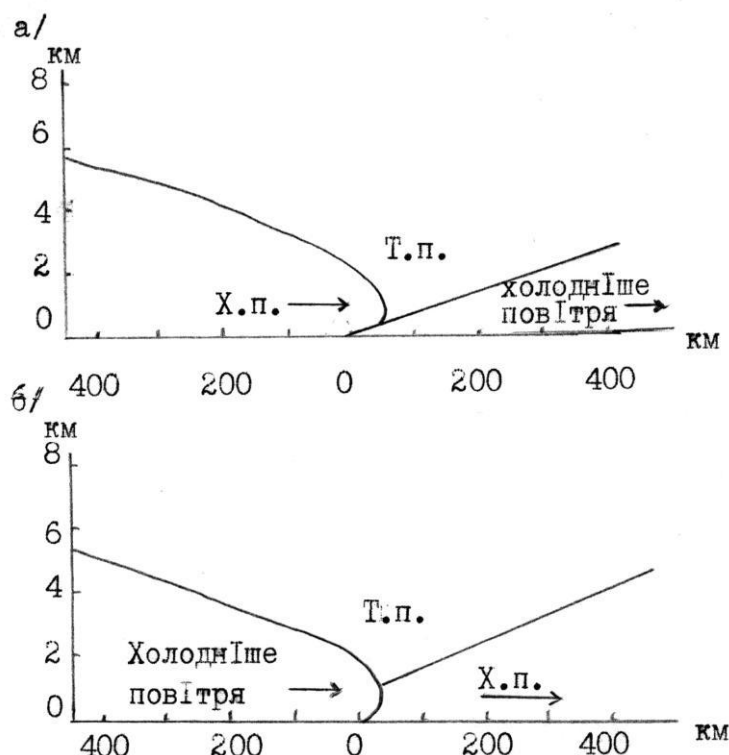


Рисунок 8.6 – Фронт оклюзії: за типом теплового фронту (а) та за типом холодного фронту(б)

На синоптичних картах теплі фронти проводять червоним кольором, холодні – синім, а фронти оклюзії – коричневим (рис. 8.7).

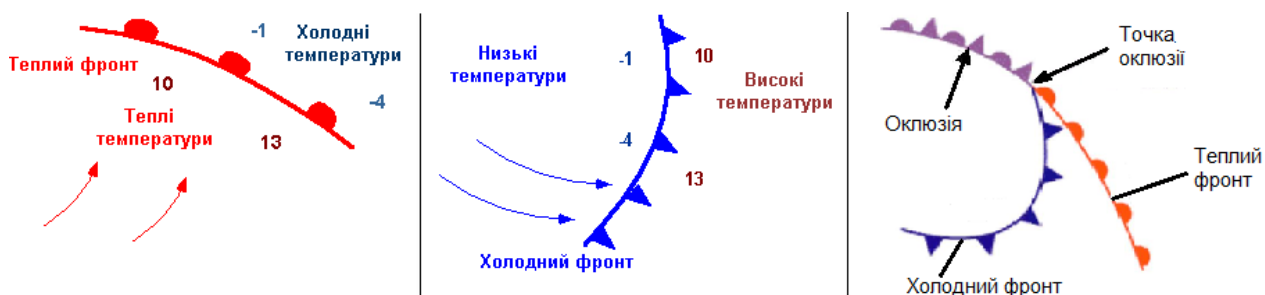


Рисунок 8.7 – Зображення на синоптичній карті теплового, холодного фронтів і фронту оклюзії

Атмосферні фронти не існують постійно. Вони виникають заново, загострюються, розмиваються і повністю зникають. Надалі вони знову виникають в інших частинах атмосфери, тобто існують повсякчасно і їх легко можна виявити на щоденних синоптичних картах.

8.3 Циклони

Циклони (від грецького «циклос» – круг, коло) – величезні атмосферні вихори із замкненими ізобарами і найнижчим тиском у їхньому центрі (рис. 8.8). Повітря в циклонах переноситься від окраїн до центру проти руху годинникової стрілки у північній півкулі та за ходом годинникової стрілки у південній.

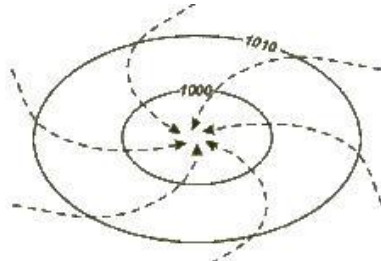


Рисунок 8.8 – Циклон (у північній півкулі)

Отже, у приземному шарі атмосфери повітря втікає в область циклону, переноситься догори, а у верхніх шарах витікає з нього. Основною властивістю циклону є наявність висхідних рухів на усій його території, що й визначає характер погоди. Підіймаючись у високі шари атмосфери, повітря адіабатично охолоджується, досягає стану насичення, відбувається конденсація водяної пари, утворюються хмари та атмосферні опади.

Розміри циклонів величезні. Їх діаметр досягає 2-3 тис. км і охоплює відразу кілька країн Європи. Щороку в позатропічних широтах земної кулі виникає до 130 циклонів. Щорічно в Україні спостерігається в середньому 43 циклони і 129-136 днів з циклонічною погодою. Найбільше днів з циклонічним характером погоди спостерігається взимку та навесні.

Атмосферний тиск у центрі циклонів помірних широт у більшості випадків знижується до 995-1000 гПа. Середній тиск у центрі Українських циклонів близько 1005 гПа.

Циклони, як правило, виникають на основних атмосферних фронтах – на полярних (помірних) та арктичних. На поверхні фронту виникають величезні хвилі з довжиною близько 1000 км (рис. 8.9). Хвилі виникають під впливом величезних горизонтальних градієнтів температури, сходження течій холодного та теплого повітря і відхиляючої сили обертання Землі. На одних ділянках фронт починає рухатись на північ, на інших – на південь. На місці хвилі починається зменшення атмосферного тиску. Це і є центр майбутнього циклону де виникають ділянки теплового і холодного фронту. Отже, центр кожного циклону розташований на атмосферному фронті. Це і є перша стадія розвитку циклону – **стадія хвилі**. На цій стадії в приземному шарі можуть бути відсутні замкнені ізобари.

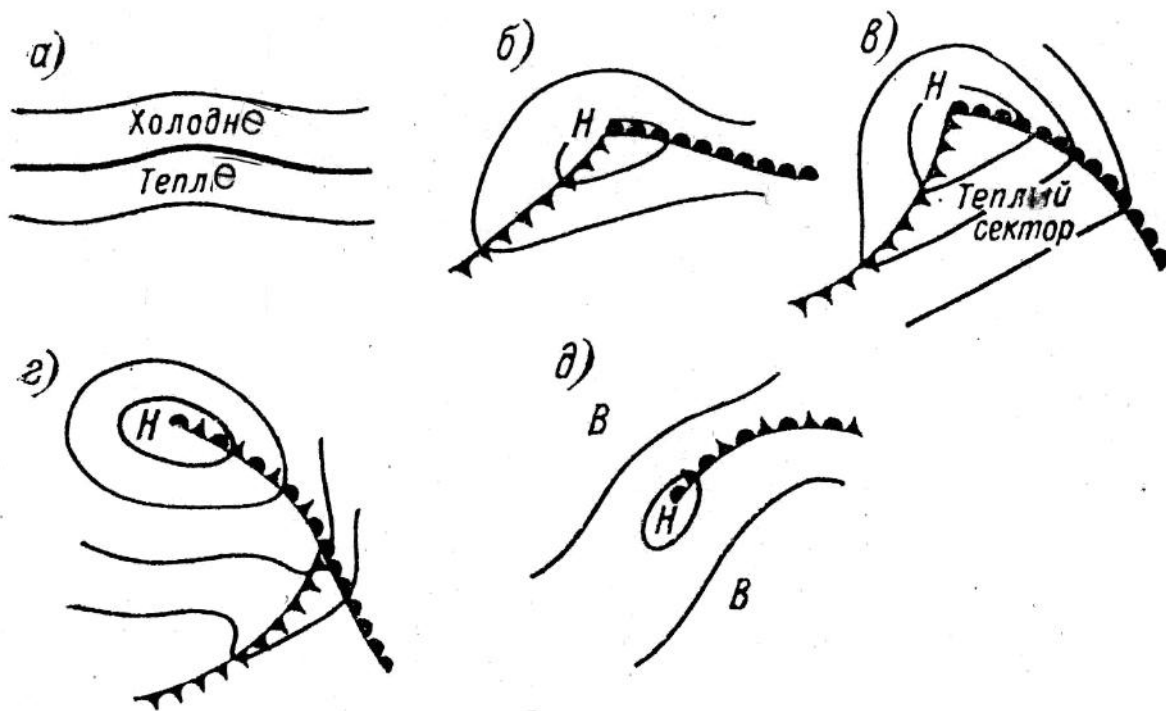


Рисунок 8.9 – Схема розвитку фронтальних циклонів:

а, б) стадії хвилі; в) молодий циклон; г, д) стадії оклюзії

Фронт в циклоні загострюється внаслідок конвергенції повітряних течій. Ділянка теплового фронту рухається на північ, посилюється зменшення атмосферного тиску в передній (східній) частині циклону і він поглиблюється. В ньому появляється кілька замкнених ізобар. Це вже друга стадія розвитку циклону, яка називається **стадією молодого циклону**. У цій стадії циклон виражений у нижній частині атмосфери.

У цій стадії розвитку продовжується зменшення тиску в центральній частині і циклон досягає **стадії максимального розвитку**. Холодний фронт циклону завжди рухається швидше, ніж теплий, і поступово наздоганяючи останній, зливається з ним. Відбувається так звана **оклюзія циклону**. Це остання стадія розвитку циклону.

На полярному та арктичному фронтах, як правило, виникає не один циклон, а серія циклонів – частіше всього 4-6, і рухаються вони за загальним перенесенням повітря в середній і верхній тропосфері. Течії повітря на висоті 3-5 км мають назву **провідна течія в атмосфері**. Вздовж цієї течії і рухаються циклони зі швидкістю близько 0,7 швидкості цієї течії. Як правило, циклони рухаються із заходу на схід з невеликим відхиленням у високі широти. Середня швидкість зміщення центру циклону становить 30-40 км/год., а в окремих випадках може перевищувати 80 км/год. Іноді циклони можуть зміщуватись з півночі на південь – це так звані **пірнаючі циклони**, а іноді навіть із сходу на захід.

Внаслідок зменшення швидкості руху в стадії оклюзії циклони однієї серії доганяють один одного й об'єднуються в один величезний циклони. Це так званий **центральный циклони**, який утворюється в субполярних широтах (рис. 8.10). Центральний циклони сам формує провідні течії атмосфери, порушуючи цим зональні течії атмосфери. Циклони однієї серії існують близько тижня. Центральний циклони існує довше. Центральні циклони найчастіше утворюються у північній частині Атлантичного та Тихого океанів північної півкулі на відповідних широтах.

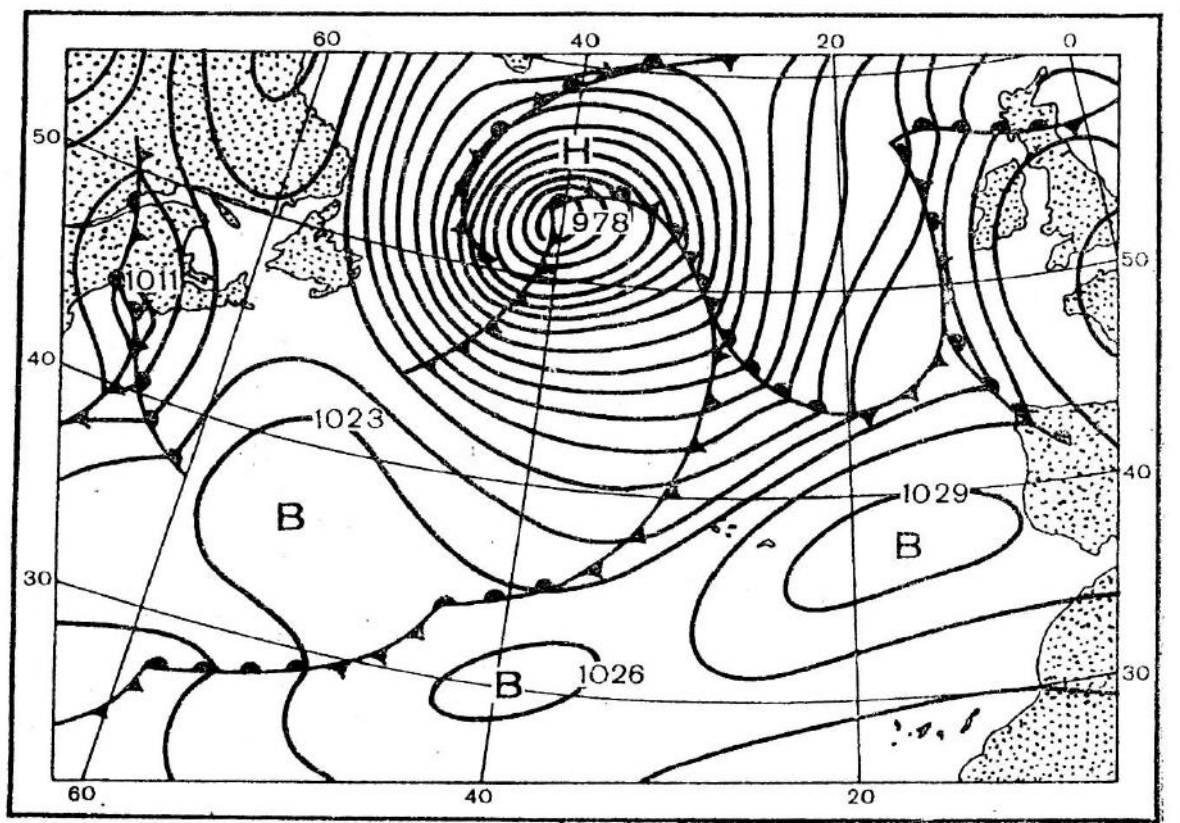


Рисунок 8.10 - Синоптична карта з центральним циклоном та субтропічним антициклоном

З виникненням та рухом циклонів пов'язані різкі зміни погоди. Наближення циклону можна помітити за появою перистих хмар у західній частині горизонту у вигляді паралельних смуг. Через деякий час за ними появляються перисто-шаруваті, потім високо-шаруваті і шарувато-дощові, тобто типові хмари теплового фронту, який рухається в передній частині циклону. Для цього фронту характерні тривалі опади облогового характеру.

При проходженні циклону встановлюється хмарна погода, опади, змінюється їх характер, різко змінюється температура повітря і напрямок вітру. Територію циклону взагалі займають сильні вітри особливо в зоні холодного фронту. Швидкість вітру в циклонах часто досягає сили шторму.

8.4 Антициклони

Антициклони (від грец. «анти» – проти та «циклос» – круг, коло) – величезні атмосферні вихори із замкненими ізобарами і найвищим атмосферним тиском у їхньому центрі (рис. 8.11). Повітря в них переноситься від центру до окраїн за годинниковою стрілкою у північній півкулі та проти руху годинникової стрілки у південній.

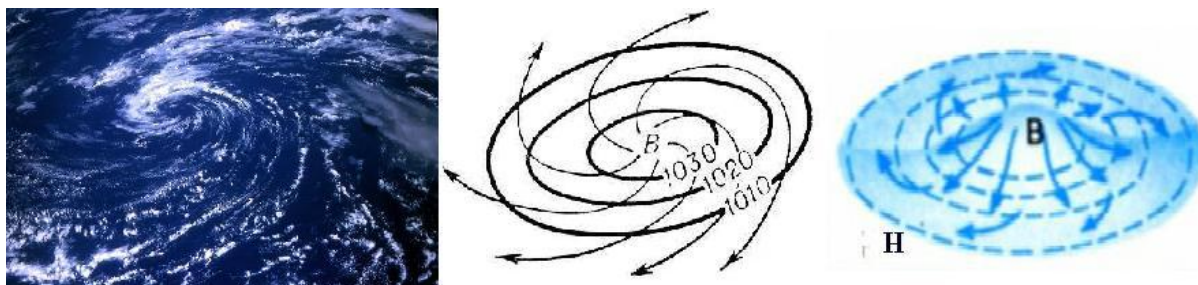


Рисунок 8.11 – Антициклон (у північній півкулі)

Антициклони виникають за межами атмосферних фронтів у холодному повітрі. За кожним циклоном серії виникають так звані проміжні антициклони (рис. 8.12). Вони досить часто не мають замкнених ізобар, а існують лише у вигляді гребеня субтропічного антициклону. Північніше від серії циклонів розвивається так званий заключний антициклон. Це великомасштабний вихор із системою замкнених ізобар.

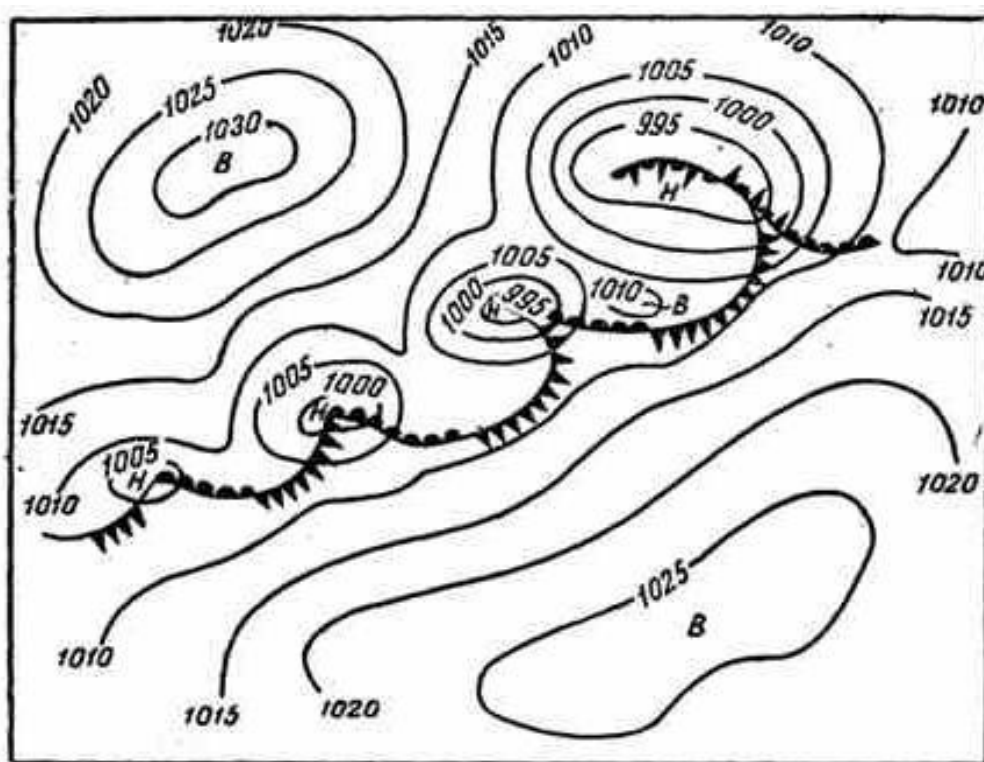


Рисунок 8.12 – Антициклони на синоптичній карті

Антициклони також мають величезні розміри, як і циклони, і рухаються з такою ж швидкістю, оскільки їх швидкість визначається швидкістю провідної течії. Заклучні антициклони часто стають малорухливими і можуть зберігатись в окремому районі протягом тривалого часу. Напрямок руху антициклонів із заходу на схід, але з відхиленням у низькі широти. Тому всі вони зміщуються в субтропічні широти, де й утворюють зону високого тиску. Взимку над холодним суходолом антициклони дуже посилюються де й утворюються сезонні центри дії атмосфери – Сибірський та Канадський антициклони.

У зв'язку з витіканням повітря з антициклону в приземному шарі величезні шари повітря в ньому опускаються вниз, тобто в антициклонах на великій площі існують низхідні вертикальні рухи повітря. В результаті опускання повітря воно адіабатично нагрівається і формуються інверсії стиснення. Тому в антициклонах повітря віддаляється від стану насичення і встановлюється малохмарна суха погода. Температура повітря в приземному шарі повітря залежить від пори року. При ясній погоді влітку земна поверхня дуже нагрівається і встановлюється спекотлива суха погода. Взимку, навпаки, при ясній погоді велике ефективне випромінювання призводить до сильного радіаційного вихолодження і встановлюється дуже морозна тиха погода.

В Україні щороку в середньому буває 36 антициклонів і 229-242 дні з антициклональною погодою. Найбільше днів з такою погодою буває восени, найменше – взимку. Середній атмосферний тиск у центрі українських антициклонів становить 1026 гПа.

8.5 Місцеві вітри

Місцеві вітри – це вітри, які характерні для певної окремої місцевості.

Бризи – це вітри, які виникають вздовж берегової лінії морів, озер і навіть великих річок при ясній антициклональній погоді (рис. 8.13).

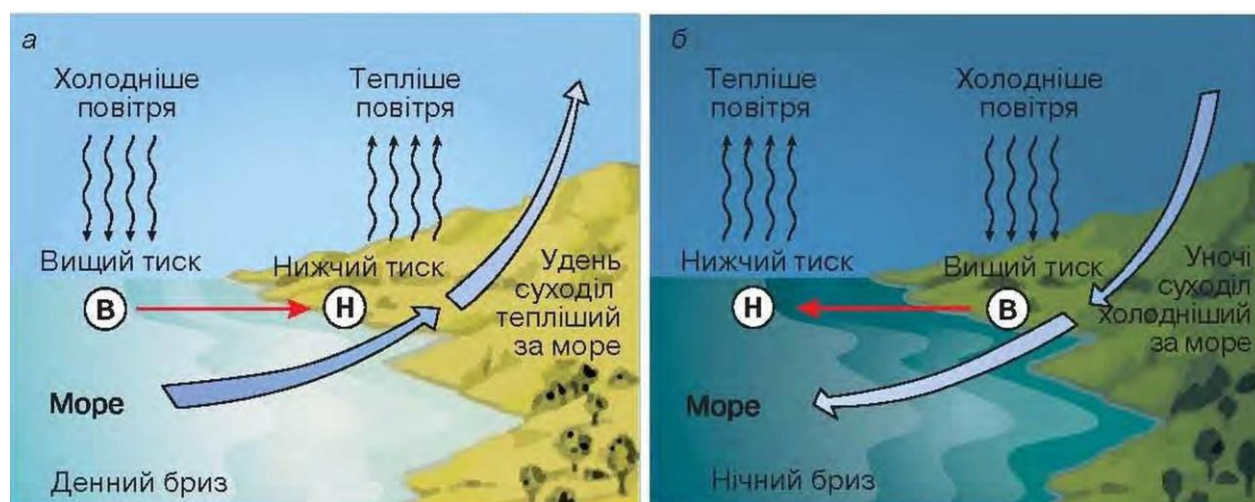


Рисунок 8.13 – Схема утворення бризу

Вдень бриз дме з водної поверхні на суходіл і його називають **морським бризом**, а вночі з суходолу на водну поверхню – це **береговий бриз**. При циклонічній погоді панують вітри, обумовлені величиною та напрямком баричних градієнтів.

Бризи виникають у зв'язку з добовою зміною температури поверхні суходолу. Вдень суходіл добре нагрівається, а водна поверхня відносно холодна. Тому атмосферний тиск над прибережним суходолом знижується, а над водною поверхнею підвищується і повітря переноситься на суходіл. Це і є морський бриз. Вночі суходіл при малохмарній погоді вихолоджується, а водна поверхня стає відносно теплою. Тому повітря переноситься з берега на водну поверхню. Над приземними течіями повітря існують компенсуючі протитечії. Залежно від величини водних басейнів масштаби течій різні. У більшості випадків бризи помітні в шарі кількох сотень метрів, інколи досягають висоти 1-2 км. Середня швидкість вітру становить 3-5 м/с.

Вітри схилів виникають при ясній антициклональній погоді на схилах гірських хребтів, а також на бокових схилах великих гірських долин під впливом термічних причин, а саме внаслідок різниць у нагріванні верхніх та нижніх частин схилів (рис. 8.14). Важливу роль відіграють також різниці температури повітря поблизу схилів і на деякій висоті над ними. Повітряні течії порівняно невеликої горизонтальної та вертикальної протяжності. Вдень прогріте легке повітря піднімається вгору вздовж схилу, а вночі холодне важке повітря стікає вниз. На деякій висоті над схиловими течіями виникають обернено спрямовані компенсаційні протитечії.

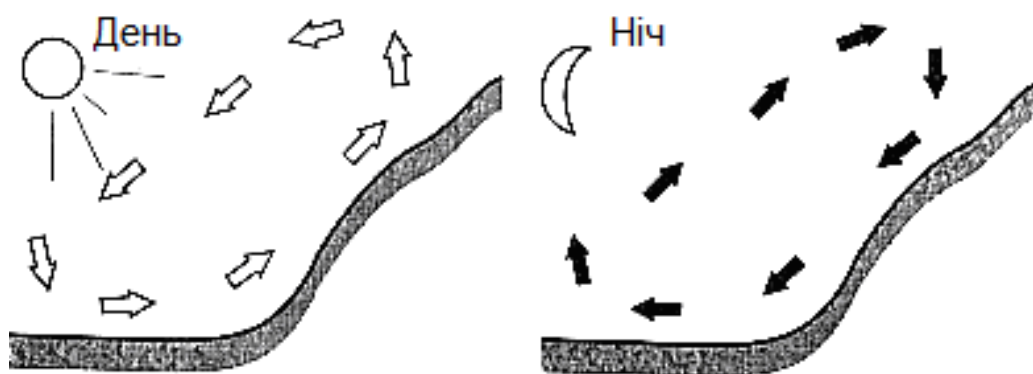


Рисунок 8.14 – Схема руху вітрів схилів

Льодовикові вітри виникають льодовикові вітри над поверхнею льодовиків у горах. Повітря охолоджується над льодовиком і стікає вниз. Отже, льодовиковий вітер має постійний напрямок. Швидкість вітру 3-7 м/с і залежить від розмірів та нахилу льодовика. Найбільша швидкість вітру спостерігається вдень, коли буває найбільший контраст температури повітря безпосередньо над льодом і в атмосфері.

Фен – це теплий сухий поривчастий вітер, який дме з гір в долину (рис. 8.15). Вперше описаний він в Альпах, але відомий у всіх гірських районах.

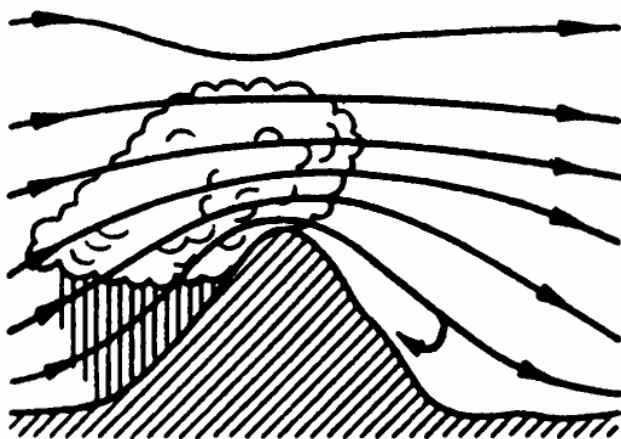


Рисунок 8.15 – Схема утворення фену

Фени виникають тоді, коли повітряні течії загальної циркуляції атмосфери перетікають через достатньо високі гори. На підвітряному боці гір повітря опускається вниз, при цьому воно адіабатично нагрівається на 1°C на кожні 100 м опускання. При нагріванні повітря відносна вологість його зменшується. Якщо уявити, що повітря перевалює хребет висотою 2000 м, а температура повітря на його вершині була -2°C , то опустившись вниз

воно нагрівається на 20°C і температура його в долині буде 18°C .

Повітря спочатку піднімається угору вздовж навітряного схилу, охолоджуючись досягає стану насичення, утворюються хмари, випадають атмосферні опади. З долини на підвітряному боці гори над хребтом видно хмару, ніби прив'язану до хребта. Насправді це кожної миті нова хмара. Справа в тому, що опускаючись за хребтом разом з повітрям, хмара випаровується, а над хребтом утворюється наново. Втративши частково вологу і нагрівшись при опусканні в долину повітря стає теплим і сухим.

Дуже гарячими фени бувають тоді, коли хребет перетікає тепле тропічне повітря. Воно додатково адіабатично нагрівається, що й викликає різке підвищення температури. Так, у травні 1935 р. тропічне повітря спричинило підвищення температури на північних схилах Кавказу в Нальчику до 32°C , а в Моздоку до 40°C . Відносна вологість при цьому знизилась до 13 %.

Отже, при тривалих інтенсивних фенах можуть розливатись гірські річки в результаті інтенсивного танення снігу. Влітку при фенах листя на деревах може в'янути і опадати. В багатьох місцях земної кулі буває багато днів з фенами. Так в Кутаїсі протягом року їх буває в середньому 114 днів, у Тбілісі – 45. Ці вітри вносять великий вклад у формування погоди та клімату відповідних місць.

Бора – сильний холодний поривчастий вітер, який дме з відносно низьких гірських хребтів у бік досить теплого моря (рис. 8.16). Такі вітри давно відомі в районі Новоросійської бухти на Чорному морі, в районі Трієста на Адріатичному узбережжі. Подібні вітри з місцевою назвою сарма є на Байкалі поблизу острова Ольхон, містраль – на Середземноморському узбережжі Франції тощо.

У Новоросійську бора виникає тоді, коли холодний фронт підходить із півночі до Морхотського перевалу над Новоросійськом. Важке холодне повітря перетікає через перевал висотою близько 500 м і під дією сили земного тяжіння набирає великої руйнівної сили. При цьому температура повітря може бути $-10-15^{\circ}\text{C}$, а перед борою вона була $5-10^{\circ}\text{C}$ тепла. У Новоросійську були зафіксовані випадки, коли при борі температура знижувалась більше ніж на 25

°С. Бора затихає у морі за кілька кілометрів від міста. Бора виникає лише в холодну частину року – з листопада до березня. Кожен випадок бори триває 1-3 доби, інколи тиждень. В середньому за рік у Новоросійську буває 46 днів з борою. Усе, що плаває перед початком бори мусить втікати у море. Бора викидає на берег та топить усі транспортні засоби, які залишились у бухті.

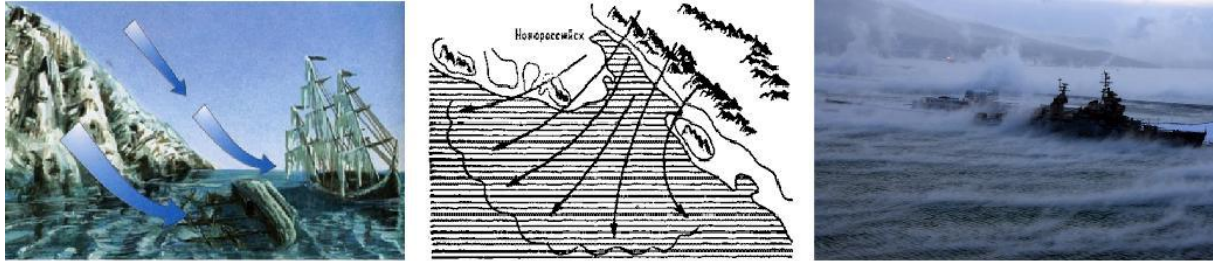


Рисунок 8.16 – Бора (сарма, містраль)

Виникає запитання: а чому при фенах повітря гаряче, а при борі холодне? Справа в тому, що при борі повітря падає вниз з невисоких хребтів, воно адіабатично нагрівається на кілька градусів, але його температура дуже низька у порівнянні з температурою над морем.

Шквали – різке короточасне посилення вітру до 15-20 м/с і більше (рис. 8.17). Шквали тривають кілька хвилин, іноді повторюються. За такий короткий час вони проявляють свою руйнівну силу. Шквали зумовлені купчасто-дощовими хмарами.



Рисунок 8.17 – Схема утворення шквалу

Перед купчасто-дощовою хмарою виникають потужні висхідні рухи повітря. В центральній і тилівій частині хмари разом з опадами виникають

потужні низхідні рухи. Тому під передньою частиною хмари виникає вихор з горизонтальною віссю. Нижня частина цього вихору і є тим шквалом, який фіксують поблизу поверхні землі. При наближенні потужної купчасто-дощової хмари вітер посилюється і повертає у бік хмари, а потім з під хмари дме у вигляді шквалу.

Щорічно метеорологічні станції України фіксують у середньому 57 шквалів, із них 13 % слабкі (до 15 м/с), 74 % помірні (15-24 м/с), 13 % сильні (понад 24 м/с). 7 червня 1975 р. у Київській, Черкаській та Кіровоградській областях швидкість вітру при шквалі досягала 50 м/с. Останні руйнівні шквали зафіксовано 4-5 липня 2000 р. у західних та південних областях України. 50 % шквалів в Україні тривають близько 6 хвилин і лише 4 % випадків понад 30 хвилин.

Усі ми бачили влітку пилові вихори невеликого розміру – **маломасштабні вихори**. У таких вихорах спостерігається швидке обертання повітря навколо осі з одночасним підняттям угору. Листя, пил та інші легкі предмети піднімаються угору по спіралі. В пустелях такі вихори бувають майже щоденно. Діаметр таких вихорів від 1 до 100 м. Піднімаються вони догори від кількох десятків метрів до кілометра. Швидкість їх руху в горизонтальному напрямі до 20-30 км/г.

Над морем виникають вихори з відносно великою руйнівною силою, які називаються **смерчами**. Над суходолом подібні вихори називаються **тромбами**, а в Північній Америці – **торнадо**. Як правило, вихор виникає в передній частині купчасто-дощових хмар і спускається зверху до земної поверхні (рис. 8.18). Виникають вихори влітку в дуже нагрітому вологому тропічному повітрі з нестійкою стратифікацією.



Рисунок 8.18 – Крупно масштабні атмосферні вихори:

а) смерч; б)тромб; в)торнадо

Ці вихори з вертикальною віссю. Вони бувають у вигляді стовпа між хмарою і землею, який розширюється догори і донизу, і у вигляді хобота, який звисає із хмари. Стовп чи хобот добре видно, тому що, вихор втягує у себе зверху хмару, а знизу пил, воду й інші предмети. Крім того, в серединні вихору різко знижується атмосферний тиск, тому там відбувається конденсація водяної пари. Найнижчий тиск зафіксовано в торнадо 912 гПа.

Швидкість руху вихору становить 30-40 км/год. Діаметр смерчів – десятки метрів, тромбів – сотні метрів, американські торнадо досягають кіломет-

ра. Час існування смерчів – хвилини, тромбів – десятки хвилин, а інколи кілька годин. За цей час смерч проходить кілька кілометрів, тромб – десятки і сотні кілометрів. Діаметр тромбів та довжину шляху визначають за смугою руйнування. Швидкість вітру в тромбах досягає 50-100 м/с, а в американських торнадо 125 м/с.

Руйнівна сила тромбів величезна. Це пояснюється не лише великою швидкістю вітру. За сучасними гіпотезами у центрі вихору з малим діаметром і великою коловою швидкістю вітру може зникати сила земного тяжіння. Тому при проходженні вихору у повітря злітають і перевертаються багатотонні предмети, не говорячи вже про руйнування будинків, виривання дерев з корінням тощо. Коли тромб раптово накриває зачинені приміщення, то вони вибухають із середини. Справа в тому, що атмосферний тиск у тромбах дуже низький, а в приміщенні він ще залишається нормальним. Тромби супроводжуються сильними грозами, зливовими дощами, градом. В Європі тромби бувають кілька разів щороку, при цьому не завжди в населених пунктах і тому вони не завжди зафіксовані. В США щороку буває в середньому близько 600 торнадо з величезною руйнівною силою, а в окремі роки більше тисячі.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Струминні течії в атмосфері
2. Циркуляція атмосфери в тропічних широтах. Пасати
3. Мусони
4. Синоптичний аналіз та прогноз

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттям «повітряна маса», «фронтальна поверхня», «атмосферний фронт».
2. Наведіть класифікацію повітряних мас відповідно до районів формування та за термічними властивостями.
3. Охарактеризуйте і зобразіть теплий фронт.
4. Охарактеризуйте і зобразіть холодний фронт.
5. Охарактеризуйте і зобразіть фронт оклюзії.
6. Що таке циклон? Охарактеризуйте погоду під час проходження циклону, причини її встановлення.
7. Опишіть стадії розвитку фронтальних циклонів.
8. Яким чином формується центральний циклон?
9. Що таке антициклон? Охарактеризуйте антициклональну погоду, причини її встановлення.
10. Які місцеві вітри ви знаєте? Наведіть причини їх виникнення і масштаби впливу на людську діяльність.

РОЗДІЛ 2. РАДІАЦІЙНИЙ І ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ І ДІЮЧОЇ ПОВЕРХНІ

ЛЕКЦІЯ 9. СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ В АТМОСФЕРІ

План

- 9.1. Випромінювання Сонця
- 9.2. Спектральний склад сонячної та земної радіації
- 9.3. Сонячна стала
- 9.4. Пряма сонячна радіація
- 9.5. Послаблення сонячної радіації в атмосфері
- 9.6. Сумарна сонячна радіація

Завдання на самопідготовку

9.1 Випромінювання Сонця

Основним джерелом енергії майже для усіх процесів та явищ, що відбуваються в атмосфері Землі і на її поверхні, є промениста енергія Сонця. Енергія, яку випромінює Сонце, називається **сонячною радіацією**. Майже вся сонячна радіація, що надходить на Землю, перетворюється на тепло. Сонячні промені поширюються зі швидкістю $3 \cdot 10^5$ км/с досягають поверхні Землі через 8 хвилин.

На кожен квадратний кілометр земної поверхні щорічно надходить $4,27 \cdot 10^{16}$ Дж енергії. Щоб одержати таку кількість тепла потрібно спалити понад 400 тис. т кам'яного вугілля. За 1,5 доби Сонце дає Землі стільки ж енергії, скільки дають електростанції усіх країн протягом року.

Порівняно з сонячною радіацією інші джерела радіації для Землі не мають великого значення. Це випромінювання зірок і планет, космічні промені. З середини Землі одиниця поверхні отримує в 5000 разів менше тепла, ніж від Сонця. Отже, сонячна радіація має визначальне значення в генезисі клімату і взагалі в розвитку життя на Землі.

Сонце – це величезна газоподібна зірка радіусом 695 600 км, масою $1,98 \cdot 10^{33}$ г. Температура в надрах світила $5 \cdot 10^6$ – $5 \cdot 10^7$ К і це сприяє розвитку термоядерних реакцій. Джерелом енергії, що випромінює Сонце, є синтез ядер водню, що призводить до утворення гелію.

Атмосфера Сонця складається з трьох шарів: фотосфери, хромосфери та сонячної корони. Вона неоднорідна. Хромосферні спалахи призводять до виникнення магнітних бур, полярних сьйв та інших геофізичних явищ в атмосфері Землі. Потік заряджених часток – корпускул або «сонячного вітру» надходить до атмосфери Землі через 1-2 доби після хромосферних спалахів. У фотосфері формуються відносно холодні ділянки, які називаються *сонячними плямами*. Увесь цей комплекс нестаціонарних явищ в атмосфері Сонця називається **сонячною активністю**.

Людство уже давно цікавить проблема зв'язку сонячної активності з процесами і явищами земної атмосфери, особливо і з процесами, що формують погоду і клімат Землі.

9.2 Спектральний склад сонячної та земної радіації

Спектр випромінювання Сонця дуже широкий і його за довжиною хвиль поділяють на ряд ділянок. Випромінювання з довжиною хвилі $< 10^{-5}$ мкм – це гамма-промені, з довжиною хвилі від 10^{-5} до 10^{-2} мкм – це рентгенівське випромінювання. Випромінювання з довжиною хвилі більше 0,3 – це радіохвилі. Усе це не теплова енергія і в метеорології не вивчається. В метеорології вивчаються наступні сонячні спектри:

- від 0,01 до 0,39 мкм – ультрафіолетова радіація (УФР);
- від 0,39 до 0,76 мкм – видиме випромінювання, що створює освітлення;
- від 0,76 до 3000 мкм – інфрачервона радіація (ІЧР).

Виділяють також близьку УФР (0,29-0,39 мкм) та близьку інфрачервону радіацію (0,76-2,4 мкм). Інтервал довжин хвиль від 0,1 до 4 мкм складає 99 % усієї енергії сонячної радіації. Всього лише 1 % енергії залишається на радіацію з меншими та довгими хвилями. Тому сонячну радіацію умовно називають короткохвильовою радіацією. Максимум випромінювання Сонця спостерігається за довжини хвилі 0,4738 мкм. Кількість енергії, що випромінюється Сонцем у різних ділянках спектра змінюється у великих межах (табл. 9.1)

Таблиця 9.1 – Частка різних ділянок спектра сонячної радіації, %

Ділянка спектру	На верхній межі атмосфери	Поблизу земної поверхні залежно від висоти Сонця		
		90°	30°	5°
Ультрафіолетова	9,0	4,2	2,7	0,1
Видиме світло	47,0	45,8	44,8	30,3
Інфрачервона	44,0	50,0	52,5	69,6

Видима ділянка спектра променистої енергії Сонця поділяється на сім кольорів (табл. 9.2).

Таблиця 9.2 – Довжини хвиль, що відповідають різним кольорам

Колір	Довжина хвилі, мкм	Колір	Довжина хвилі, мкм
Фіолетовий	0,390-0,455	Жовтий	0,575-0,585
Синій	0,455-0,485	Оранжевий	0,585-0,620
Блакитний	0,485-0,505	Червоний	0,620-0,760
Зелений	0,505-0,575		

Промениста енергія, яку випромінює Земля, відповідно до своєї температури, має значну довжину хвиль. Близько 99 % енергії випромінювання Землі та атмосфери припадає на інтервал довжини хвиль від 3 до 80 мкм. Максимальне випромінювання припадає на довжину хвиль 10-15 мкм. У зв'язку з цим випромінювання Землі та атмосфери називається довгохвильовим.

9.3 Сонячна стала

За кількісну міру сонячної радіації беруть енергетичну освітленість або потік радіації. **Потік радіації** – це кількість енергії, що випромінюється тілом крізь одиничну поверхню або надходить до одиничної поверхні за одиницю часу. Потік радіації в системі одиниць СІ визначається у $\text{Вт}/\text{м}^2$ або $\text{Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{хв})$, у позасистемній – $\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{хв})$.

Потік радіації, що надходить на верхню межу земної атмосфери за одиницю часу на одиничну перпендикулярну сонячним променям поверхню за середньої відстані від Землі до Сонця, називається **сонячною сталою**. Міжнародна комісія з радіації рекомендувала взяти як стандартне значення сонячної сталої $I_0 = 1,98 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{хв}) = 1382 \text{ Вт}/\text{м}^2 = 1,38 \text{ кВт}/\text{м}^2$

Зміст поняття «сонячна стала» полягає в тому, що на цю величину ще не впливає атмосфера. На думку вчених ще не встановлено точного значення сонячної сталої.

9.4 Пряма сонячна радіація

Потрапляючи в атмосферу, сонячна радіація дещо перетворюється. Частина її розсіюється, а частина доходить до поверхні Землі у вигляді пучка паралельних променів. Радіацію, яка надходить до земної поверхні безпосередньо від диску Сонця, називають **прямою сонячною радіацією** (рис. 9.1).

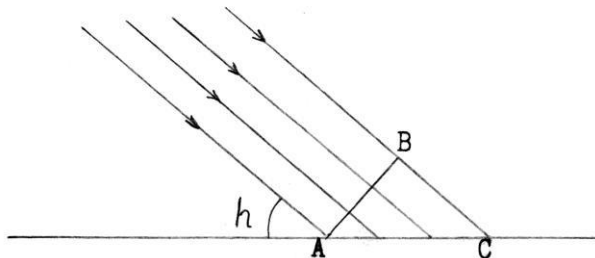


Рисунок 9.1 - Надходження прямої сонячної радіації на перпендикулярну до променів поверхню (AB) та на горизонтальну поверхню (AC)

Потік прямої сонячної радіації на перпендикулярну до променів поверхню позначається I – **інтенсивність радіації**. Крім того визначається кількість тепла на одиницю горизонтальної поверхні I' – **інсоляція**. З рисунку 9.1 видно, що інсоляція визначається

$$I' = I \cdot \sin h, \quad (9.1)$$

де h – висота Сонця над обрієм.

9.5 Послаблення сонячної радіації в атмосфері

При проходженні крізь атмосферу сонячна радіація суттєво змінюється (рис. 9.2):

- частина засвоюється окремими газовими складовими атмосфери та домішками і перетворюється на тепло;
- частина розсіюється молекулами повітря та твердими і рідкими домішками;
- частина відбивається.

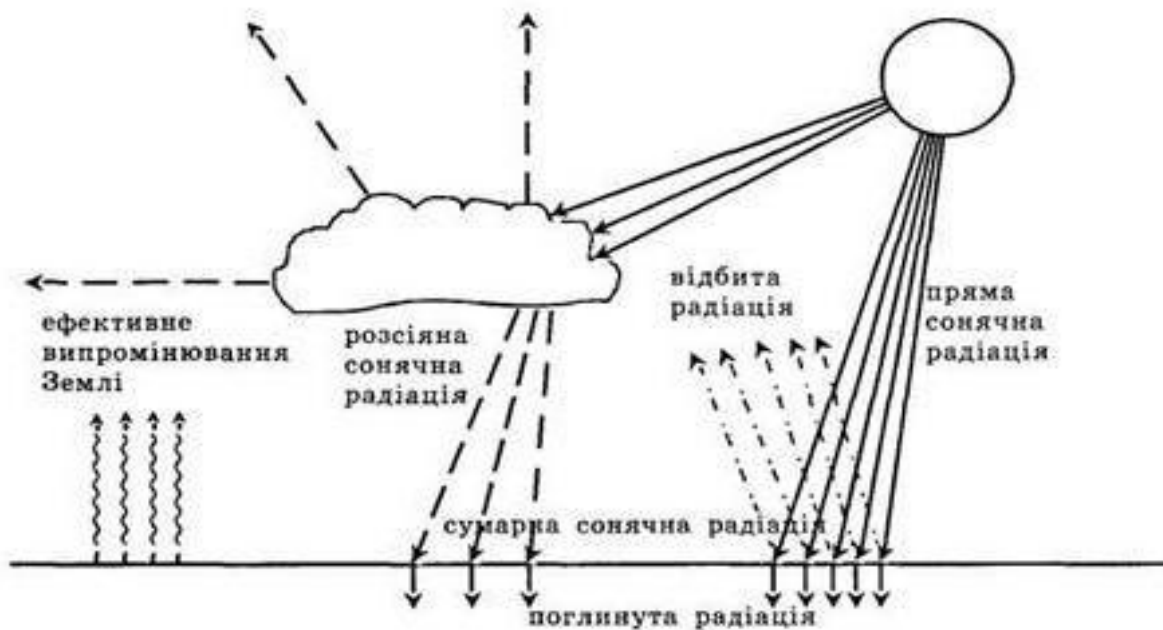


Рисунок 9.2 – Зміни Сонячної радіації в атмосфері

Процес засвоєння сонячної радіації має вибірковий або селективний характер, тобто різні гази засвоюють радіацію різною мірою в різних ділянках спектра.

Азот засвоює радіацію лише дуже малої довжини хвилі в УФ- частині спектра. Оскільки енергія сонячної радіації у цій ділянці спектра дуже мала, то засвоєння радіації азотом практично не впливає на потік сонячної радіації. Мало засвоює сонячної радіації також **кисень**: у двох дуже вузьких ділянках видимої частини спектра та в УФ.

Вважається, що **озон** засвоює всю далеку частину УФР ($< 0,29$ мкм), завдяки чому, вони не потрапляють до поверхні Землі. Це становить близько 4 % від сумарної енергії сонячного променя.

Вуглекислий газ добре засвоює сонячну радіацію в ІЧ-ділянці спектра. Але вміст його в атмосфері малий, тому і засвоєння сонячної радіації ним малопомітне. Основним газом, який засвоює ІЧР, є **водяна пара**, яка зосереджена в основному в нижній тропосфері. Вона засвоює значну частину енергії променя. Сонячну радіацію засвоюють також **хмари** та різні домішки. За сильного запилення атмосфери, особливо у містах, засвоєння сонячної радіації **твердими домішками** може бути значним.

У цілому в атмосфері засвоюється 15-20 % радіації, яка надходить від Сонця на верхню межу атмосфери. Це залежить головним чином від зміни вмісту водяної пари та пилу, від наявності хмар, від висоти Сонця над обрієм. При зміні висоти Сонця змінюється товщина шару повітря, який пронизують промені.

При проходженні крізь атмосферу пряма сонячна радіація ще й розсіюється. **Розсіюванням** називається часткове перетворення радіації в таку, що розповсюджується за всіма напрямками (рис. 9.3).

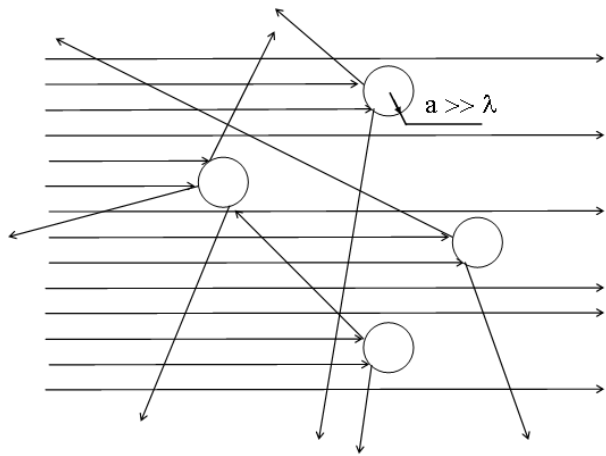


Рисунок 9.3 – Схематичне зображення розсіювання сонячних променів газовими складовими атмосфери

Радіація розсіюється в оптично неоднорідному середовищі, де показник переломлення променів змінюється від однієї точки до іншої. Такою і є атмосфера. Навіть за умови чистого повітря постійно змінюється густина повітря у зв'язку з тепловим рухом молекул. Тим більше, що в реальній атмосфері завжди є краплі, кристали льоду й солей, пил тощо. *Розсіювання тим більше, чим більше міститься у повітрі аерозолів.* Отже, зустрівши на своєму шляху молекули газів та аерозолів, частина сонячних променів змінює свій напрям руху, тобто розсіюється.

Від таких часток радіація розповсюджується так, ніби вони є джерелом радіації.

Закон розсіювання радіації молекулами газів у чистому повітрі встановив англійський фізик Релей: розсіювання обернено пропорційно четвертому ступеню довжини хвилі промінів, що розсіюються

$$i = (\alpha/\lambda^4) \cdot I, \quad (9.2)$$

де I – потік прямої радіації,
 α – коефіцієнт пропорційності, який залежить від кількості молекул газу в одиниці об'єму,
 λ – довжина хвилі радіації,
 i – потік розсіяної радіації.
 Тобто *короткі хвилі розсіюються більше* (табл. 9.3).

Таблиця 9.3 – Коефіцієнти розсіювання для деякої довжини сонячних променів

Колір	Червоні	Жовті	Блакитні	Фіолетові
λ мкм	0,760	0,598	0,486	0,396
i	0,31	0,86	1,9	4,4

Так фіолетові промені розсіюються в 14 разів більше, ніж червоні. Фіолетові і сині промені розсіюються більше ніж блакитні, але їх енергія значно менша, ніж енергія блакитних променів і цим пояснюється блакитний колір неба.

Якщо домішки в атмосфері мають діаметр більше 1-2 мкм, то вони уже не розсіюють радіацію, а відбивають її як маленькі дзеркальця незалежно від довжини хвилі.

Розсіюється в атмосфері близько 25 % енергії сонячного проміння. Близько 2/3 розсіяної радіації досягає земної поверхні. Розсіяна радіація надходить у кожную точку земної поверхні від усього небосхилу, а не від диску Сонця. Тому, потік розсіяної радіації вимірюють на горизонтальну поверхню. Оскільки більше розсіюються короткі промені, то змінюється і спектральний склад розсіяної радіації, тобто вона багатша короткохвильовими променями. Чим довший шлях сонячних променів в атмосфері, тим більше розсіюється коротких хвиль і тим більшою залишається частка довгих хвиль у прямій радіації. Цим пояснюється жовте і червоне забарвлення Сонця і Місяця біля обрію, особливо коли у повітрі є багато пилу, крапель чи кристалів.

Отже, завдяки розсіюванню радіації в атмосфері ми відмітили два явища, а саме блакитний колір неба та жовто-червоний колір небесних світил біля обрію. Крім того, вся атмосфера вдень є джерелом світла, тобто вдень добре видно і там, куди не надходять прямі сонячні промені. Більше того, вдень достатньо добре видно і в тому випадку, коли Сонце затінене щільними хмарами і зовсім немає прямого сонячного проміння.

Завдяки наявності розсіяної радіації існує таке явище, як вечірні і вранішні сутінки (присмерки). Після заходу Сонця темніє поступово, тобто небо залишається ще освітленим і надсилає до поверхні розсіяну радіацію. Те ж саме вранці, небо світліє і розповсюджує розсіяну радіацію ще до сходу Сонця.

Астрономічні сутінки тривають доти, поки Сонце не опуститься під горизонт на 18° . Далі вже зовсім темніє. Вранішні сутінки починаються тоді, коли Сонце також на 18° під горизонтом. Перша частина вечірніх астрономічних сутінок і остання частина вранішніх, коли Сонце перебуває під горизонтом не більша 8° , називається **побутовими сутінками** (рис. 9.4).

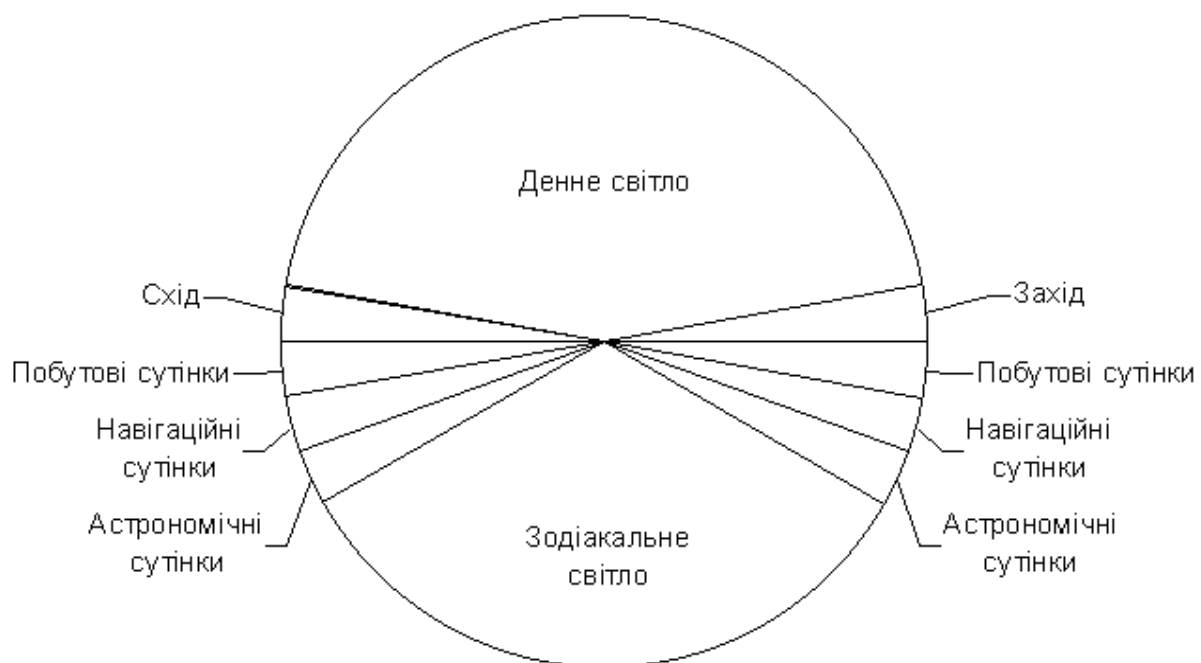


Рисунок 9.4 - Сутінки

Тривалість астрономічних сутінків залежить від географічної широти та пори року. В середніх широтах вони тривають від півтори до двох годин, на екваторі трохи довше години. У високих широтах влітку Сонце може не заходити за горизонт або опускатись не більше ніж на 18° . В останньому випадку вечірні сутінки переходять у вранішні і це явище називають **білими ночами**.

Часто сутінки супроводжуються змінами кольорів небосхилу над Сонцем. Ці зміни починаються ще до заходу і продовжуються після сходу Сонця. У цьому випадку зміни кольорів називають **вечірньою і вранішньою зорею**.



Рисунок 9.5 – Зодіакальне світіння

Різноманітність кольорів зорі змінюється в широких межах залежно від вмісту аерозолів у повітрі, які розсіюють та розкладають промені.

Після закінчення астрономічних сутінок уже на темному небі інколи появляється **зодіакальне світіння** (рис. 9.5).

Це ніжне світіння у вигляді нахиленого конусу над Сонцем. Найкраще зодіакальне світіння проявляється в тропічних широтах. Зодіакальне світіння обумовлене розсіюванням сонячного світла космічним пилом.

9.6 Сумарна сонячна радіація

Сумарною радіацією називають суму потоків прямої і розсіяної сонячної радіації, що надходить до горизонтальної ділянки земної поверхні

$$IS = I \cdot \sin h + i = I' + i, \text{ кВт/м}^2 \quad (9.3)$$

Як сумарна, так і пряма й розсіяна радіація залежать від багатьох чинників. Потік прямої радіації залежить від висоти Сонця над обрієм. Він найбільший опівдні і найменший у момент сходу та заходу Сонця. У першій половині дня інтенсивність прямої радіації більша, ніж у другій при тій же висоті Сонця. Це пояснюється тим, що після полудня посилюються висхідні рухи повітря, які переносять угору водяну пару й пил і прозорість атмосфери зменшується. Зменшують пряму радіацію і хмари. При дуже щільних шарах вона зовсім відсутня. За достатньої чистоти повітря незалежно від максимальної висоти Сонця у помірних широтах найбільше значення інтенсивності прямої сонячної радіації на рівнині досягає $1,05 \text{ кВт/м}^2$, а в горах перевищує $1,2 \text{ кВт/м}^2$. У річному ході найбільші значення прямої сонячної радіації спостерігаються в кінці весни, коли ще в атмосфері мало водяної пари, а найменші – в грудні, коли спостерігається найнижча висота Сонця.

Розсіяна радіація, як і пряма, збільшується при зростанні висоти Сонця. Найбільше її значення опівдні. Збільшується вона і при зменшенні прозорості атмосфери. Коли в атмосфері є багато різних домішок, то вони розсіюють бі-

льшу частину радіації. Дуже розсіюють радіацію тонкі прозорі хмари верхнього ярусу (Ci, Cs) та хмари, що освітлюються Сонцем збоку (Cu). У цьому випадку потік розсіяної радіації може збільшуватись у кілька разів порівняно з її надходженням за ясної погоди. Лише щільні суцільні хмари пропускають радіації менше, ніж за ясного неба.

Співвідношення між прямою і розсіяною радіацією в сумарному потоку змінюється як протягом доби, так і протягом року. У момент сходу Сонця сумарна радіація складається переважно з розсіяної радіації. При збільшенні висоти Сонця частка розсіяної радіації зменшується. Так, за висоти Сонця 8° вона становить 50 %, а за висоти 50° – 10-20 % від сумарного потоку.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Сутінки: різновиди, історія досліджень.
2. Сонце: будова, склад, активність, вплив на складові біосфери Землі.
3. Захисні властивості атмосфери.
4. Оптичні ілюзії в атмосфері.
5. Фотосинтез, його значення для біосфери.
6. Термоядерний синтез – джерело сонячної радіації.

Питання для самоконтролю

1. Охарактеризуйте сонячне випромінювання.
2. Що ви знаєте про Сонце? Що таке «сонячний вітер»?
3. Спектральний склад сонячної радіації.
4. Охарактеризуйте енергію випромінювання Землі та атмосфери.
5. Дайте визначення поняттям «сонячна стала», «пряма сонячна радіація».
6. Охарактеризуйте процес засвоєння сонячної радіації різними газами атмосфери.
7. Як Ви розумієте розсіювання сонячної радіації? Які атмосферні явища воно зумовлює?
8. Що в метеорології приймається за сумарну сонячну радіацію?
9. Від чого залежить інтенсивність потоку прямої радіації?
10. Від чого залежить інтенсивність потоку розсіяної радіації?
11. Що таке «сутінки»? Які різновиди сутінок Вам відомі?

ЛЕКЦІЯ 10. РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ ТА АТМОСФЕРИ

План

10.1. Засвоєння сонячної радіації землею поверхнею

10.2. Випромінювання земної поверхні та атмосфери

10.3. Радіаційний баланс земної поверхні.

Завдання на самопідготовку

10.1 Засвоєння сонячної радіації землею поверхнею

Надходячи до земної поверхні сумарна сонячна радіація засвоюється у тонкому поверхневому шарі ґрунту чи води і перетворюється на тепло, а частина її відбивається. Величина відбитої радіації залежить від особливостей земної поверхні. Відношення кількості відбитої радіації до сумарної радіації називається **альбедо**. Альбедо виражають в частках одиниці або у відсотках і характеризує відбивну здатність різних ділянок земної поверхні.

$$A = R / IS \cdot 100 \%, \quad (10.1)$$

де R – кількість відбитої сонячної радіації, кВт /м²;

IS – сумарна сонячна радіація, кВт /м².

Альбедо різних ділянок земної поверхні залежить від їх виду, кольору і вологості, стану рослинного покриву тощо (табл. 10.1).

Таблиця 10.1 – Середні значення альбедо для деяких видів природних поверхонь

Поверхня	Альбедо, %	Поверхня	Альбедо, %
Чорнозем сухий	12-14	Молочна стиглість – повна стиглість	22-30
Чорнозем вологий	6-10	Ліс: хвойний листяний без листя листяний з листям мішаний із сніговим покривом	10-14
Сірі лісові ґрунти сухі	25-30		12-14
Сірі лісові ґрунти мокрі	10-12		16-19
Пісок річковий сухий	35-43		40-45
Пісок вологий	20-24	Сніговий покрив: свіжий старий який тане	80-95
Глиниста пустеля	29-31		60-70
Цілинний степ	16-18		40-45
Сухий степ	20-30		
Поля картоплі, луки	15-25	Морська крига	30-40
Поля пшениці та інші злаки у фазі: кущіння вихід у трубку вихід у трубку – молочна стиглість		Мілкі водойми	6-12
		Поверхня хмар	50-60
	14-18		
	18-22		
	20-25		

Альbedo водної поверхні дуже залежить від висоти Сонця. Так, коли Сонце в zenіті, альbedo дорівнює 2 %, коли його висота 45° – 5 %, за висоти 5° – 35 %. Тому середні значення альbedo Світового океану змінюється від 6 % в екваторіальних широтах до 15-20 % у високих.

Знаючи альbedo земної поверхні та сумарну радіацію, можна визначити кількість сонячної радіації, що засвоюється даною поверхнею. *Засвоєну радіацію* ще називають *балансом короткохвильової радіації* B_k

$$B_k = (I \cdot \sin h + i) - R = IS - R \quad (10.2)$$

Оскільки $A = R / IS$, то $R = A \cdot IS$. Звідси

$$B_k = IS - A \cdot IS = IS \cdot (1 - A) \quad (10.3)$$

Тут A виражається в частках одиниці. Засвоєна (увібрана) радіація нагріває верхні шари ґрунту і води.

10.2 Випромінювання земної поверхні та атмосфери

Земна поверхня нагрівається сонячною радіацією, і як усі тіла, що мають температуру вище абсолютного нуля, випромінює радіацію. Усі природні поверхні та штучні споруди, які засвоюють і випромінюють радіацію, називають **діяльною поверхнею**.

Земну радіацію ще називають **власним випромінюванням земної поверхні E_3** . Згідно закону Стефана-Больцмана випромінювання прямо пропорційне абсолютній температурі в четвертій степені. Оскільки середня температура земної поверхні становить 15°C (288 K), то середнє власне випромінювання Землі $E_3 = 0,42 \text{ кВт/м}^2$. Цей потік спостерігається і вдень і вночі. Вдень температура вища, то її власне випромінювання більше.

Температура земної поверхні змінюється в межах 190-350 K. При таких температурах уся випромінювана радіація в межах довжини хвиль 4-120 мкм, а її максимум спостерігається при довжині хвиль 10-15 мкм. Отже, *власне випромінювання Землі інфрачервоне і наше око його не сприймає*.

Випромінювання атмосфери значно складніше, ніж випромінювання земної поверхні. Енергію випромінюють лише ті гази, які її засвоюють. Це в основному водяна пара, вуглекислий газ, озон, метан тощо. Випромінювання і засвоєння радіації кожним із них має вибірковий (селективний) характер. Найширші і найінтенсивніші смуги засвоєння в інфрачервоному спектрі має водяна пара крім довжини хвиль у межах 8,5-12 мкм. Це так зване **вікно прозорості атмосфери**. Озон має кілька смуг вбирання радіації. В інфрачервоному спектрі найбільше значення має смуга 9,65 мкм, оскільки вона розташована у ділянці вікна прозорості. Інші смуги засвоєння радіації озоном перекриваються смугами засвоєння водяної пари та вуглекислого газу. Завдяки цьому *більша частина випромінювання земної поверхні засвоюється атмосферою і*

в той же час сонячну радіацію атмосфера в основному пропускає. Найбільше засвоюють і випромінюють довгохвильову радіацію хмари.

Засвоївши майже всю земну радіацію та частину сонячної радіації, атмосфера сама випромінює довгохвильову радіацію тієї ж довжини хвиль. Близько третини цього випромінювання спрямовано вгору, у світовий простір, а решта до земної поверхні і називається **зустрічним випромінюванням атмосфери E_a** . Це випромінювання земна поверхня засвоює майже повністю.

Отже, земна поверхня втрачає тепло шляхом власного випромінювання і в той же час одержує тепло від зустрічного випромінювання атмосфери. У природі на діяльній поверхні взаємодіють два потоки довгохвильової радіації: власне випромінювання земної поверхні і зустрічне випромінювання атмосфери. Різниця між власним випромінюванням Землі й зустрічним випромінюванням атмосфери називається **ефективним випромінюванням (E_{ef})**

$$E_{ef} = E_3 - E_a \quad (10.4)$$

Ефективне випромінювання – це фактична втрата тепла земною поверхнею шляхом випромінювання. Ефективне випромінювання земної поверхні ще називають **балансом довгохвильової радіації (B_d)**.

Величина ефективного випромінювання визначається температурою і станом діяльної поверхні, температурою і вологістю повітря. Зі зростанням температури діяльної поверхні ефективне випромінювання збільшується, а зі зростанням температури і збільшенням вмісту водяної пари в атмосфері – зменшується. Дуже впливає на величину ефективного випромінювання хмарність. Чим більша хмарність, тим менше ефективне випромінювання. Зустрічне випромінювання атмосфери завжди менше власного випромінювання Землі. Тому земна поверхня завжди втрачає довгохвильову радіацію.

Ефективне випромінювання земної поверхні значно впливає на тепловий режим земної поверхні й атмосфери, відіграє визначальну роль в утворенні радіаційних приморозків, роси, інею, туманів та паморозі. Воно існує протягом усієї доби, причому вдень воно більше, ніж уночі, тому що температура земної поверхні вдень вища. Але вдень втрата тепла перекривається засвоєною сонячною радіацією. Тому земна поверхня і нижні шари атмосфери вдень нагріваються, а вночі охолоджуються.

У помірних широтах ясної днини на рівнині ефективне випромінювання близько $0,10 \text{ кВт/м}^2$, у горах $0,14 \text{ кВт/м}^2$. При збільшенні хмарності воно зменшується і тому хмарної ночі завжди тепліше.

Найбільші річні суми ефективного випромінювання спостерігаються в тропічних пустелях – $3400\text{--}3800 \text{ МДж/м}^2$. Над океанами у цих же широтах, де температура підстильної поверхні нижча і значно більший вміст водяної пари у повітрі і більша хмарність, ефективне випромінювання зменшується удвічі. Найменші втрати довгохвильової радіації спостерігаються в Арктиці та Антарктиді і становлять близько 800 МДж/м^2 .

Отже, водяна пара, вуглекислий газ, озон, метан та деякі інші газові складові атмосфери засвоюють основну частку випромінювання землі і випромінюють довгохвильову радіацію до земної поверхні. У той же час атмосфера мало зменшує надходження сонячної радіації до земної поверхні. Цей вплив атмосфери на тепловий режим земної поверхні називається **парниковим (оранжерейним) ефектом**. Якби Земля не мала атмосфери, то середня температура земної поверхні була б не 15 °С, а близько –23 °С.

10.3 Радіаційний баланс земної поверхні

Радіаційним балансом або **балансом променистої енергії земної поверхні (В)** називається алгебраїчна сума усіх потоків променистої енергії, які надходять на цю поверхню і залишають її. Інше визначення: **радіаційний баланс** – це різниця між надходженням та витратою сонячної, земної та атмосферної радіації

$$B = I' + i - R + E_a - E_z, \quad (10.5)$$

Тобто земна поверхня одержує пряму, розсіяну сонячну радіацію, зустрічне випромінювання атмосфери та втрачає відбиту сонячну радіацію і власне випромінювання Землі (рис. 10.1).

Рівняння радіаційного балансу можна виразити через баланс короткохвильової (Вк) та довгохвильової радіації (Вд)

$$B = B_k + B_d \quad (10.6)$$

де $B_k = I' + i - R = IS - R =$
 $= IS - A \cdot IS = IS \cdot (1 - A)$

$$B_d = E_z - E_a = E_{ef}$$

Тому

$$B = IS \cdot (1 - A) - E_{ef} \quad (10.7)$$

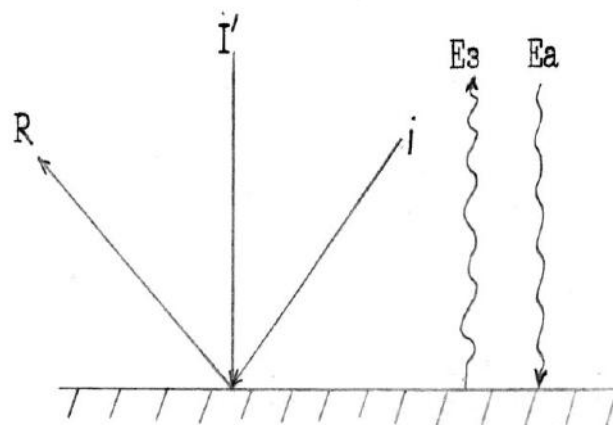


Рисунок 10.1 – Складові частини радіаційного балансу

Наведемо складові радіаційного балансу в Києві (табл. 10.2)

Величина радіаційного балансу змінюється залежно від широти, виду та стану діяльної поверхні, пори року і часу доби, погодних умов. Вночі радіаційний баланс негативний і дорівнює ефективному випромінюванню земної поверхні. Перехід радіаційного балансу через нуль від негативних значень до позитивних вранці і навпаки ввечері відбувається за висоти Сонця 10-15°. За наявності снігового покриву радіаційний баланс переходить до позитивних

значень лише за висоти Сонця 20-25°, оскільки через велике альбедо снігу за-
своюється мала частка сумарної радіації.

Таблиця 10.2 – Середні місячні та річні величини складових радіаційного ба-
лансу в Києві, МДж/м²

Радіаційний баланс та його складові	Місяці												Рік
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
I	105	163	297	327	478	557	566	499	411	264	92	75	3834
I'	25	54	130	193	297	356	344	297	205	105	25	17	2048
i	71	96	172	226	285	302	293	239	176	122	63	50	2095
Q	96	150	302	419	582	658	637	536	381	227	88	67	4143
R	59	71	80	71	101	117	113	109	80	46	29	33	909
A, %	61	47	26	17	19	18	18	20	21	21	33	49	22
B	-17	8	105	197	293	327	327	247	155	59	0	-13	1689

Умовні позначення:

I – потік прямої сонячної радіації на перпендикулярну до сонячних
променів поверхню;

I' – інсоляція (потік прямої сонячної радіації на горизонтальну поверх-
ню);

i – розсіяна радіація;

R – відбита сонячна радіація;

A – альбедо земної поверхні;

B – радіаційний баланс земної поверхні.

На величину радіаційного балансу дуже впливає хмарність. Удень поя-
ва хмар зумовлює зменшення сумарної радіації та ефективного випроміню-
вання. Але сумарна радіація зменшується більше, ніж ефективне випроміню-
вання, тому радіаційний баланс зменшується. Вночі поява хмар супроводжу-
ється зменшенням ефективного випромінювання, тобто Земля менше втрачає
тепла.

Річні величини радіаційного балансу поверхні суходолу змінюються від
значень менше -200 МДж/м² в Антарктиді до 3700-4000 МДж/м² в тропічних
широтах. В тропічних та субтропічних пустелях радіаційний баланс відносно
малий через великі альбедо та ефективне випромінювання.

Радіаційний баланс поверхні океанів значно більший. На межі плаваю-
чої криги він становить 600-800 МДж/м², а найбільше його значення 5800
МДж/м² в середині тропічних широт океанів. При переході з поверхні сухо-
долу на водну поверхню спостерігаються розриви ізоліній. Це спричинено
малим альбедо водної поверхні та її малим ефективним випромінюванням. У
помірних широтах на суходолі і на водній поверхні спостерігається зональний
розподіл радіаційного балансу.

Таким чином, на одній і тій широті радіаційне нагрівання води та суходолу різне (табл. 10.3). Це буде однією із причин, які обумовлюють глибоке взаємопроникнення впливів суходолу й моря.

Довгохвильове випромінювання земної поверхні й атмосфери, що іде в космос, називається **вихідною радіацією**. Воно складає близько 70 одиниць, якщо за 100 одиниць прийняти потік сонячної радіації на межі атмосфери.

Таблиця 10.3 – Середні широтні значення радіаційного балансу (МДж/м²)

Поверхня	Широта, град.							Середнє
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	
Суходіл	3310	3100	2680	2430	1890	1340	920	2100
Океан	5200	5070	4650	3770	2680	1800	960	3810

Разом з відбитою і розсіяною короткохвильовою сонячною радіацією, що виходить за межі атмосфери у кількості близько 30 одиниць, ця радіація, що йде в космос, компенсує приплив сонячної радіації до Землі. Таким чином, Земля разом з атмосферою втрачає стільки ж радіації, скільки й одержує, тобто знаходиться в **стані променистої (радіаційної) рівноваги** (рис. 10.2).

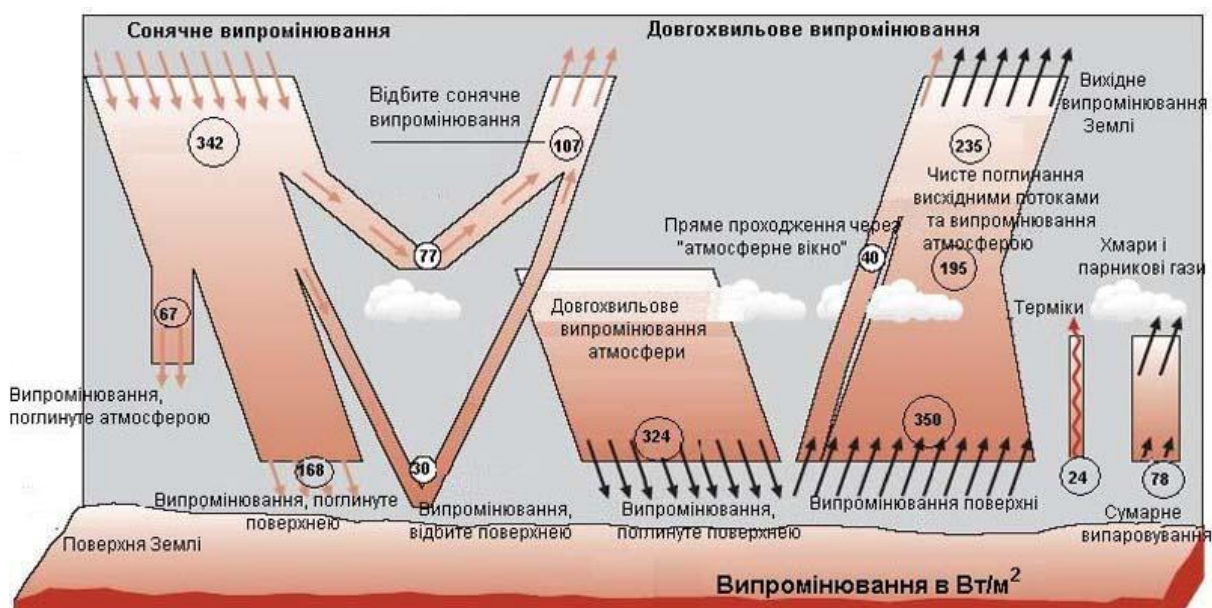


Рисунок 10.2 – Схема променистої (радіаційної) рівноваги Землі

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Парниковий ефект – сучасна екологічна проблема або життєнеобхідна властивість атмосфери? Міжнародна політика у сфері регулювання викидів в атмосферу парникових газів, її ефективність.

2. Закон (правило) 1 % в екології. Чим загрожує подальший розвиток енергетики на Землі, в тому числі успіхи в «підкоренні» термоядерних реакцій?

3. Альтернативна сонячна енергія. Різновиди технологій її засвоєння і використання. Перспективні напрямки розвитку.

4. Тимчасові зменшення надходження сонячної радіації: сонячні затемнення, виверження вулканів, падіння астероїдів, антропогенне забруднення атмосфери... Сценарій «ядерної зими».

Питання для самоконтролю

1. Що таке альbedo? Його одиниці виміру.
2. У чому різниця між альbedo і кількістю відбитої сонячної радіації?
3. Від чого залежить альbedo земної поверхні? Наведіть приклади, за яких умов воно найбільше, за яких найменше.
4. Що називається діяльною поверхнею Землі?
5. Охарактеризуйте власне випромінювання земної поверхні.
6. Що таке вікно прозорості атмосфери?
7. Які атмосферні гази в найбільшій мірі засвоюють і випромінюють радіацію. В якому діапазоні хвиль випромінює атмосфера?
8. Що таке зустрічне випромінювання атмосфери?
9. Що таке ефективне випромінювання Землі? Від яких факторів воно залежить?
10. Опишіть парниковий ефект в атмосфері. Які ви знаєте основні парникові гази?
11. Чи шкідливий парниковий ефект в атмосфері? Обґрунтуйте свою відповідь.
12. Що таке радіаційний баланс або баланс променистої енергії земної поверхні? Напишіть формулу балансу і назвіть її складові.
13. Від чого залежить величина радіаційного балансу земної поверхні?
14. Охарактеризуйте вираз «Земля знаходиться в стані променистої (радіаційної) рівноваги».

ЛЕКЦІЯ 11. ТЕРМОДИНАМІКА АТМОСФЕРИ

План

- 11.1. Шляхи теплообміну земної поверхні з атмосферою
- 11.2. Термодинаміка атмосфери
- 11.3. Сухоадіабатичні зміни температури повітря
- 11.4. Вологоадіабатичні зміни температури повітря
- 11.5. Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага сухого повітря
- 11.6. Температурні інверсії
- 11.7. Добовий хід стратифікації атмосфери та конвекції.

Завдання на самопідготовку

11.1 Шляхи теплообміну земної поверхні з атмосферою

Атмосфера мало засвоює сонячної радіації, отже і мало нагрівається Сонцем. Засвоєне тепло може підвищувати температуру повітря протягом дня на $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Основним джерелом тепла для нижніх шарів атмосфери є земна поверхня. Удень діяльна поверхня засвоює сонячну радіацію і нагрівається, а від неї нагрівається і повітря. Уночі земна поверхня втрачає тепло і стає холоднішою за повітря. У цьому випадку повітря віддає тепло земній поверхні і охолоджується.

Тепло між діяльною поверхнею і атмосферою, а також у самій атмосфері передається різними шляхами:

Радіаційний теплообмін. Земна поверхня випромінює довгохвильову радіацію, яку майже повністю засвоює атмосфера. Одночасно атмосфера у свою чергу випромінює довгохвильову радіацію у тому числі і в напрямку до Землі, яку й засвоює земна поверхня. Цей механізм теплообміну діє цілодобово. Земля випромінює радіації більше, ніж одержує від атмосфери. Уночі, коли відсутня сонячна радіація, радіаційний баланс від'ємний і земна поверхня охолоджується.

Молекулярна теплопровідність. Повітря, що прилягає безпосередньо до діяльної поверхні, обмінюється з нею теплом, шляхом молекулярної теплопровідності. Оскільки коефіцієнт теплопровідності малий, то і потік тепла незначний. Це неефективний шлях обміну теплом. Зрозуміло, що потік тепла буде завжди спрямований від теплішого тіла до холоднішого.

Турбулентне перемішування. Повітря в атмосфері постійно рухається. Воно рухається нерівномірно, хаотично. У потоці повітря виникають вихори різного розміру з вертикальною та горизонтальною віссю. Такий рух повітря, за пропозицією англійського фізика А. Томпсона називають турбулентним, а процес – турбулентним перемішуванням, або турбулентністю, на відміну від рівномірного або ламінарного руху. Чим більша швидкість вітру та шорсткість або нерівність земної поверхні, тим більша турбулентність. У результаті турбулентності відбувається постійний обмін масами повітря між сусідніми шарами, що розташовані один над одним. Іншими словами, якийсь об'єм повітря, що перебуває на одній висоті, в наступний момент уже виявився на ін-

шій висоті. Наслідком такого обміну є вирівнювання властивостей повітря у в вертикальному напрямку, оскільки разом з повітрям переноситься і тепло і волога, що є в цьому об'ємі. Турбулентний теплообмін між землею поверхнею і атмосферою в 100 разів інтенсивніший від молекулярної теплопровідності. В процесі перемішування повітря тепло швидко передається з одних шарів атмосфери в інші.

Турбулентне перемішування повітря збільшує потік тепла від земної поверхні в атмосферу і навпаки. Коли повітря вихолоджується від земної поверхні, то турбулентні рухи переносять до поверхні тепле повітря з вищих шарів. Це підтримує різницю температури між повітрям і поверхнею і потік тепла з повітря до поверхні. При цьому повітря безпосередньо поблизу поверхні земної буде охолоджуватись мало, але охолодження передаватиметься на значний шар атмосфери. У результаті земна поверхня втратить тепла більше, ніж було б це без турбулентності.

Теплова конвекція. Тепловою конвекцією називають упорядковане перенесення окремих об'ємів повітря у вертикальному напрямку, що виникає під впливом сильного перегріву приземного шару повітря. Спочатку теплова конвекція виникає як рух окремих невеликих об'ємів, вихорів, які поступово зливаються, формуючи інтенсивний висхідний потік, що супроводжується низхідними рухами над суміжними ділянками, що компенсують його. Разом із порціями повітря переноситься тепло від перегрітих шарів атмосфери до холодніших. Над морем теплова конвекція виникає у випадку, коли водна поверхня тепліша за прилеглі шари атмосфери. На водоймах це має місце у холодну частину року та в нічні години. За сприятливих умов конвекція може охоплювати всю товщу тропосфери.

Випаровування вологи з поверхні діяльного шару і наступна конденсація (сублімація) водяної пари в атмосфері. На випаровування води з поверхні витрачається 2500 кДж/кг тепла. Водяна пара разом із повітрям шляхом турбулентності або теплової конвекції переноситься в атмосферу на значну висоту. У подальшому водяна пара конденсується і виділяється тепло, що йде на нагрівання навколишнього повітря. Вночі водяна пара може конденсуватись на земній поверхні і таким чином поверхня отримує звільнене тепло.

Усі перелічені процеси обміну теплом між діяльною поверхнею та атмосферою мають різний вплив на зміну температури. Домінуюча роль в обміні теплом належить турбулентності, тепловій конвекції та фазовим перетворенням води.

11.2 Термодинаміка атмосфери

Термодинаміка атмосфери – розділ метеорології, що вивчає атмосферні процеси методами термодинаміки; досліджуються атмосферні термодинамічні системи і перетворення енергії, пов'язані з фазовими перетвореннями води.

Термодинамічні системи атмосфери:

- системи однофазні (сухе або ненасичене вологе повітря),

- двофазні (водяні або крижані хмари, що містять насичений водяний пар і краплі води або водяний пар і кристали льоду),
- трифазні (хмари, що містять воду одночасно в трьох станах).

Переважно вивчаються замкнуті системи; особливо добре вивчені адіабатичні процеси.

Температура повітря може змінюватися не лише завдяки його нагріванню чи охолодженню від земної поверхні, або в результаті засвоєння чи випромінювання радіації. Вона часто також змінюється завдяки адіабатичним процесам. **Адіабатичні процеси** – процеси, які відбуваються без обміну теплом з навколишнім середовищем, тобто без обміну теплом із земною поверхнею, найближчими шарами атмосфери чи космічним середовищем.

Якщо деякий об'єм повітря переноситься угору, то він потрапляє в шари з меншим атмосферним тиском і розширюється. На роботу розширення витрачається внутрішня енергія об'єму повітря. А внутрішня енергія пропорційна його абсолютній температурі. Тому температура повітря знижується. При опусканні повітря потрапляє в шари з більшим атмосферним тиском, воно стискається, робота зовнішніх сил переходить до внутрішньої енергії об'єму повітря і його температура підвищується, тобто збільшується швидкість руху молекул.

У дійсності в атмосфері чисто адіабатичних процесів не буває. Ніякий об'єм повітря не може бути повністю ізольованим від теплового впливу навколишнього середовища. Але коли атмосферний процес відбувається досить швидко, то його із достатнім наближенням вважають адіабатичним.

Залежно від вмісту водяної пари у повітрі процеси поділяють на сухоадіабатичні та вологоадіабатичні.

11.3 Сухоадіабатичні зміни температури повітря

Стан атмосфери характеризується значенням трьох її параметрів: температури, тиску та густини або питомого об'єму. Ми вже згадували, що вони пов'язані між собою рівнянням стану газів ($P \cdot V = R_c \cdot T$). Закон, за яким відбуваються адіабатичні зміни стану в ідеальному газі, з достатньою точністю застосовується до сухого повітря, а також до ненасиченого водяною парою повітря. Це сухоадіабатичний закон і він визначається *рівнянням сухоадіабатичного процесу* або *рівнянням Пуассона*

$$T / T_0 = (P/P_0)^{R/C_p}; \quad T / T_0 = (P/P_0)^{0,286}, \quad (11.1)$$

де R – газова стала,
 C_p – теплоємність повітря,
 $R / C_p = 0,286$.

Зміст рівняння Пуассона полягає в тому, що коли тиск в сухому чи ненасиченому повітрі змінюється від P_0 на початку процесу до P в кінці, то температура цього повітря змінюється від T_0 на початку процесу до T в кінці його.

го. При цьому значення температури і тиску змінюється у відповідності з написаним вище рівнянням.

Зменшення атмосферного тиску і пов'язане з ним розширення повітря і зниження температури в атмосфері спостерігається при висхідних рухах повітря. Таке піднесення повітря вгору має місце

- при конвекції,
- при русі повітря вздовж похилої поверхні холоднішої повітряної маси, тобто над фронтальною поверхнею,
- при вимушеному русі повітря вздовж гірського схилу.

За цією ж схемою відбувається стискання повітря при низхідних рухах: повітря надходить у шари атмосфери з меншим тиском і його температура підвищується. Отже, при піднесенні сухого або ненасиченого водяною парою повітря адіабатично охолоджується, а при опусканні – адіабатично нагрівається. Розрахунки і практика показують, що *температура цього повітря на кожні 100 м висоти змінюється на 0,98 °C або наближено на 1 °C: при піднесенні температура знижується, при опусканні – підвищується на 1 °C*. Ця зміна називається **сухоадіабатичним градієнтом: $\gamma_a = 1$ °C**. Тут слово градієнт вживається умовно, адже не йде мова про різницю температури на верхній і нижній межі шару, а йде мова про зміну температури повітря, яке рухається у вертикальному напрямку.

11.4 Вологоадіабатичні зміни температури повітря

Коли ненасичене водяною парою повітря підноситься угору і адіабатично охолоджується, то воно наближається до насичення і на якійсь висоті воно стає насиченим. Ця висота називається **рівнем конденсації водяної пари**.

При подальшому піднесенні насиченого повітря вверх у ньому починається конденсація водяної пари і при цьому виділяється *приховане тепло, яке було витрачене на випаровування води*. Це величезна кількість тепла – $2501 \cdot 103$ Дж/кг. Тому температура повітря змінюється за іншими закономірностями. Звільнене тепло затримує зниження температури повітря при його піднесенні. Тому температура повітря знижується за вологоадіабатичним, а не сухоадіабатичним градієнтом. Вона знижується тим повільніше, чим більше вологи є в повітрі в стані насичення, а це у свою чергу залежить від температури.

Зниження температури насиченого повітря при його піднесенні на кожні 100 м називається **вологоадіабатичним градієнтом γ_a'** . Ця величина змінна. Так, при атмосферному тиску 1000 гПа і температурі 0 °C повітря охолоджується на 0,66 °C, при температурі 20 °C – на 0,44 °C, при температурі -20 °C – на 0,88 °C. За дуже низької температури повітря у високих шарах атмосфери водяної пари залишається зовсім мало, тому й мало виділяється тепла конденсації. У зв'язку з цим на великих висотах вологоадіабатичний градієнт наближається до сухоадіабатичного. *Для наближених розрахунків для врахування цих процесів вологоадіабатичний градієнт беруть рівним 0,5 °C*.

Коли насичене водяною парою повітря після піднесення почне опускатись, то його температура змінюватиметься за різними правилами, залежно

від того чи всі крапельки і кристалики випали з повітря у вигляді атмосферних опадів, чи вони залишились у повітрі. Якщо у повітрі немає крапель та кристалів, то при опусканні повітря буде нагріватись за сухоадіабатичним градієнтом, тобто на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м. Якщо у повітрі є крапельки і кристалики, то при опусканні повітря і його нагріванні, вони будуть випаровуватись, а на випаровування витрачається тепло, що буде затримувати підвищення температури. Вона буде підвищуватись за вологоадіабатичним градієнтом, тобто настільки, наскільки б вона знизилась при піднесенні насиченого повітря при тій же температурі і атмосферному тиску. Як тільки вся вода у повітрі випарується, то подальше підвищення температури буде за сухоадіабатичним градієнтом. *Оскільки при опусканні повітря вода випаровується дуже швидко, то для наближених розрахунків температури повітря, яке опускається, завжди можна брати сухоадіабатичний градієнт.*

Отже, коли ненасичене повітря підноситься вгору і не досягнувши рівня конденсації опуститься вниз, то його температура повернеться до початкової величини, вона не зміниться. Коли повітря досягнувши рівня конденсації продовжує рухатись угору, то його температура знижується за вологоадіабатичним градієнтом і з повітря випадають опади. Якщо в подальшому повітря опуститься до початкового рівня, то його температура виявиться вищою, ніж була на початку процесу. У повітрі відбулись незворотні зміни. Такий процес називається **псевдоадіабатичним**. Зміни температури повітря при його піднесенні та опусканні можна прослідкувати за спеціальним графіком, який називається **аерологічною діаграмою**.

11.5 Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага сухого повітря

Стратифікація атмосфери – це розподіл температури повітря на різних висотах. Цей розподіл можна прослідкувати за побудованою *кривою стратифікації* або за величиною *вертикального температурного градієнта*, який показує зміни температури на кожні 100 м висоти. Розглянемо три випадки (рис. 11.1).

Якщо вертикальний температурний градієнт дорівнює $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 11.1, а). Ми бачимо, що температура на кожних 100 м знижується на $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Поблизу земної поверхні вона становить $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на висоті 400 м $18\text{ }^{\circ}\text{C}$. Якщо одиничний об'єм повітря з температурою $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ через будь-яку причину підніметься на висоту 400 м, то його температура знизиться від $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $16\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ми бачимо, що в цьому випадку на будь-якій висоті температура повітря, яке піднімається, буде нижчою за температуру навколишнього повітря. Як тільки зникне причина, яка примусила повітря піднятися вгору, воно зразу ж опуститься вниз, бо воно холодніше від навколишнього, а значить і густина його більша. Це буде **стійка стратифікація** або **стійка рівновага атмосфери**.

Якщо вертикальний температурний градієнт дорівнює $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 4.11, б). Температура навколишнього повітря знижується на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м. Поблизу земної поверхні температура $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на висоті 400 м $16\text{ }^{\circ}\text{C}$. Якщо

одиничний об'єм ненасиченого повітря підніметься на висоту 400 м, то на всіх рівнях температура цього повітря буде такою ж, як і навколишнього. Тому воно залишиться на цій висоті. Це буде **байдужа (нейтральна) стратифікація** або **байдужа рівновага атмосфери**.

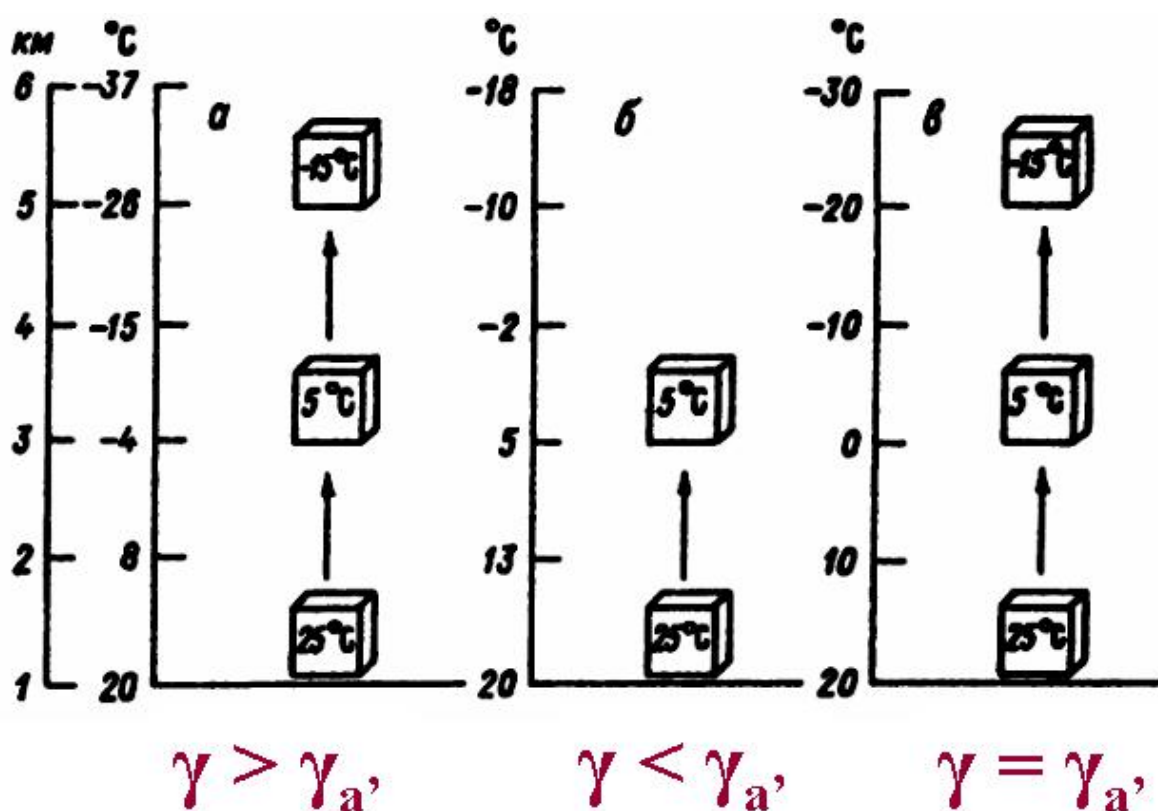


Рисунок 11.1 – Приклади стійкої (а), байдужої (б) та нестійкої (в) стратифікації атмосфери для ненасиченого повітря.

Якщо вертикальний температурний градієнт дорівнює 1,5 °C (рис. 4.11, в). Температура повітря знижується на 1,5 °C на кожні 100 м. Поблизу земної поверхні температура 20 °C, а на висоті 400 м 14 °C. Якщо одиничний об'єм повітря підніметься на висоту 400 м, то температура його тут буде 16 °C і на всіх рівнях вона буде вищою, ніж температура навколишнього повітря. При цьому, чим більша висота, тим більша різниця. Як тільки зникне причина, яка примусила повітря рухатися угору, то воно самостійно продовжить цей рух, оскільки воно тепліше від навколишнього повітря і його густина менша. Це буде **нестійка стратифікація** або **нестійка рівновага атмосфери**. Лише за нестійкої стратифікації атмосфери виникає конвекція.

Отже, коли вертикальний температурний градієнт $\gamma < \gamma_a$, то це стійка стратифікація, коли $\gamma = \gamma_a$, – байдужа, коли $\gamma > \gamma_a$, – нестійка стратифікація атмосфери. Особливо стійкою буде атмосфера, коли є шари інверсії температури. Це затримуючі шари, через які нижчезрештоване повітря піднятися вище не може.

11.6 Температурні інверсії

Зниження температури повітря з висотою – це нормальний стан тропосфери (рис. 11.2, в). Однак інколи в якомусь шарі атмосфери температура повітря з висотою не змінюється (рис. 11.2, б). Цей випадок називають **ізотермією**, а шар ізотермічним. Коли ж температура повітря у якомусь шарі з висотою підвищується, що спостерігається досить часто, то це є відхиленням від нормального стану і називається **інверсією**. Інверсії помітно впливають на розвиток атмосферних процесів.

Інверсійні шари мають найстійкішу стратифікацію і тому перешкоджають розвитку висхідних течій повітря (рис. 11.3). Вони тонкі порівняно з товщиною тропосфери.

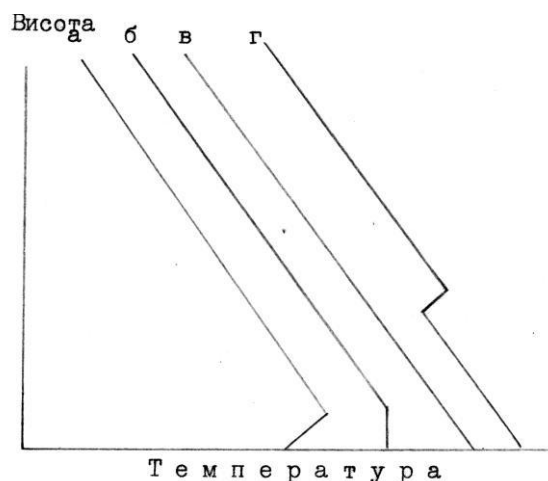


Рисунок 11.2 – Типи розподілу температури повітря з висотою (криві стратифікації):

а – приземна інверсія, б – ізотермія, в – нормальний стан тропосфери, г – висотна інверсія.



Рисунок 11.3 – Температурна інверсія, що перешкоджає розсіюванню забруднюючих речовин

Характер розсіювання забруднюючих речовин залежно від висоти джерела викидів відносно інверсійного шару зображено на рисунку 11.4

Інверсії характеризуються:

- висотою нижньої межі інверсійного шару,
- його товщиною,
- різницею температури на верхній і нижній межі шару.

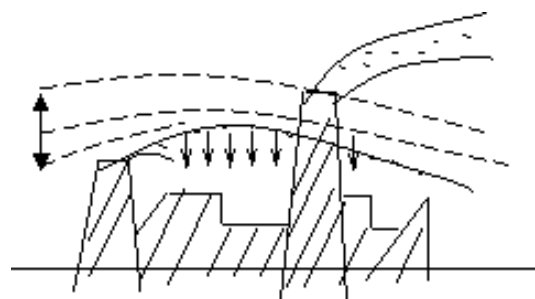


Рисунок 11.4 – Характер розсіювання забруднюючих речовин залежно від висоти джерела викидів відносно інверсійного шару

Можуть виникати на різних висотах в атмосфері. *Товщина інверсійного шару змінюється від кількох метрів до сотень метрів.* Інколи інверсія переходить безпосередньо у вище розташовану ізотермію, а інколи буває й два шари інверсії, розділені шаром повітря з нормальним зниженням температури з висотою. Інверсійний шар розповсюджується безперервно над значною територією. За висотою нижньої межі інверсії поділяють на приземні та висотні.

Приземні інверсії починаються зразу від діяльної поверхні. Прилегле до земної поверхні повітря має найнижчу температуру, а вище вона підвищується (рис. 4.9 а). За причинами виникнення приземні інверсії у свою чергу поділяються на радіаційні та адвективні.

Радіаційні інверсії температури виникають внаслідок нічного радіаційного охолодження земної поверхні та прилеглого шару повітря. З віддаленням від діяльної поверхні температура повітря залишається вищою.

Радіаційні інверсії утворюються після заходу Сонця. Протягом ночі вони посилюються і найбільше виражені вранці. Для їх утворення сприятлива ясна погода і слабкий вітер. Такі умови характерні для антициклонів. Слабкий вітер сприяє турбулентному перемішуванню повітря і завдяки цьому охолодження передається угору. Сильний вітер не сприяє формуванню інверсії, оскільки перемішується великий шар повітря, приземний шар охолоджується мало, а охолодження розповсюджується на значну висоту, в результаті чого температура повітря знижується з висотою. Після сходу Сонця земна поверхня нагрівається і інверсія зникає. *Товщина інверсійного шару залежить від тривалості охолодження і змінюється в межах від 10 до 400 м.*

Радіаційні інверсії взимку можуть зберігатись кілька днів підряд. Це буває тоді, коли тривалий час зберігається антициклональний характер погоди і земна поверхня все більше охолоджується. Тоді інверсія вдень дещо послаблюється, а далі посилюється кожної наступної ночі. Приземні радіаційні інверсії довго зберігаються над крижаними полями Арктики і Антарктиди, особливо протягом полярної ночі. Особливо потужні інверсії спостерігаються в Якутії. Цьому сприяє рельєф місцевості. Охолоджене повітря стікає з навколишніх хребтів у долини, де воно за тихої погоди застоюється і продовжує охолоджуватись шляхом радіаційного випромінювання. Тут на схилах хребтів на висоті 1,5-2 км температура повітря на 15-20 °С вища, ніж поблизу земної поверхні в долинах.

Адвективні інверсії утворюються при адвекції теплого повітря на холодну підстильну поверхню. У цьому випадку нижній прилеглий до земної поверхні шар повітря охолоджується від контакту з холодною поверхнею, а вище повітря залишається теплішим. Такі інверсії бувають при вторгненні теплого морського повітря на материк взимку, або теплого континентального повітря на холодну морську поверхню влітку, або теплого повітря з теплої течії на сусідню холодну течію. Товщина шару таких інверсій може досягати 1 км, а утримуватись вони можуть кілька днів.

Висотні інверсії за умовами утворення висотні інверсії поділяються на:

- антициклонічні або інверсії стиснення,

- фронтальні,
- динамічні,
- інверсії турбулентності.

Більшість висотних інверсій є **антициклонічними** або **інверсіями стиснення чи осідання**. В антициклонах існують низхідні рухи повітря, тобто повітря опускається вниз. Коли воно осідає з вищих шарів атмосфери у нижчі, то воно стискається. При стисканні повітря його температура підвищується на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м опускання. *Антициклонічні інверсії найчастіше утворюються на висоті 1-2 км і шар інверсії може досягати товщини 1500 м.*

Фронтальні інверсії температури повітря спостерігаються всередині зони атмосферного фронту при переході із нижчерозташованої холодної повітряної маси до теплої, яка лежить над холодною. Чим далі від лінії фронту розташований пункт спостереження, тим вище починається інверсійний шар повітря.

Динамічні інверсії виникають у шарах атмосфери з максимальною швидкістю вітру. Повітряна течія, що має найбільшу швидкість втягує повітря з вище і нижче розташованих шарів. У результаті на верхньому рівні шару з найбільшою швидкістю виникають низхідні рухи, а нижче – висхідні.

Повітря, яке осідає адіабатично нагрівається $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м опускання, а повітря, що піднімається охолоджується на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м. Тому в середній частині шару з найбільшою швидкістю виникає інверсійний розподіл температури (рис. 11.5).

Інверсії турбулентності або **інверсії тертя** формуються на висоті кількох сотень метрів. Це спостерігається в тому випадку, коли в приземному шарі спостерігається велике турбулентне перемішування повітря, а над цим шаром є шар різкого зменшення турбулентності. У турбулентному шарі охолодження повітря розповсюджується угору і температура на його верхній межі стає нижчою, ніж у шарі слабкої турбулентності. Інверсії турбулентності по суті є перехідним типом від приземних до висотних інверсій. Товщина такого інверсійного шару не перевищує кількох десятків метрів.

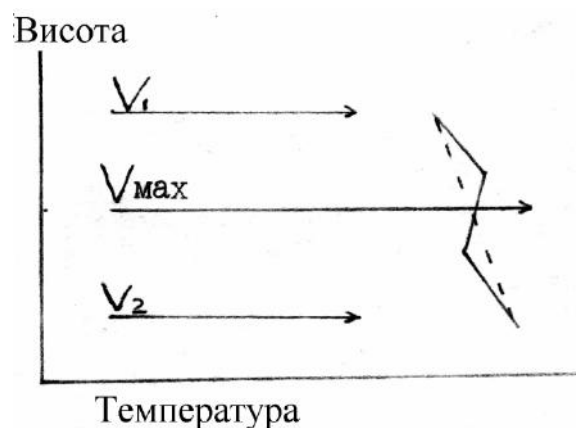


Рисунок 11.5 – Схема динамічної інверсії

11.7 Добовий хід стратифікації атмосфери та конвекції

На суходолі влітку спостерігається великий добовий хід температури ґрунту. Тому вдень нижні шари повітря добре нагріваються від ґрунту і вертикальні градієнти температури збільшуються. У нижніх сотнях метрів і навіть кількох кілометрах вони наближаються до сухоадіабатичних, а в самому

приземному шарі в десятки разів більші. Стратифікація атмосфери стає нестійкою і виникає конвекція. Особливо велика енергія нестійкості спостерігається близько полудня та в післяполуденні години. Тому у цей час найбільше розвинена конвекція і, отже, у цей час найбільше розвинені конвективні хмари – купчасті та купчасто-дощові з опадами та грозами. Увечері вертикальні градієнти різко зменшуються і встановлюється стійка стратифікація атмосфери. То ж конвекція уже відсутня. Протягом ночі охолодження ґрунту та приземного шару повітря продовжується і формується приземна інверсія температури. Такий добовий хід стратифікації та конвекції спостерігається влітку при вторгненні холодного помірною морського повітря на теплу підстильну поверхню суходолу.

Над морями спостерігається інший добовий хід стратифікації атмосфери та конвекції. Тут дуже малий добовий хід температури поверхні води, а тому й не буде збільшення нестійкості атмосфери вдень. Нестійкість атмосфери збільшується вночі. Поблизу водної поверхні температура повітря майже така, як і була вдень, а на висоті вона вночі знижується за рахунок радіаційного випромінювання повітря. Тому вертикальні градієнти температури вночі над морем збільшуються і виникає конвекція. Це нормальне явище над морем.

При адвекції теплого повітря взимку на холодну підстильну поверхню відбувається його охолодження в нижніх шарах. Тому вертикальні градієнти тут протягом доби зменшуються до $0,2-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а часто виникає й інверсія температури. Отже, в цьому випадку буде стійка стратифікація атмосфери. Якщо у цій повітряній масі спочатку спостерігалась конвекція, то вона поступово зменшується, а потім зовсімникає. У такій повітряній масі формуються тумани або шаруваті хмари з мрякою.

Якщо повітряна маса тривалий час перебуває над суходолом, то вона набирає рис, характерних для даної місцевості. Взимку вона має стійку стратифікацію, а влітку – нестійку. Тому в помірних широтах над суходолом взимку переважають шаруватоподібні хмари, а влітку – конвективні форми хмар.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Вплив температурної стратифікації атмосфери на рівень забруднення атмосфери.
2. Тепловий баланс земної поверхні. Нагрівання й охолодження ґрунту.
3. Промерзання ґрунту. Вічна мерзлота.
4. Екстремальні температури атмосфери.
5. Особливості нагрівання й охолодження водою.

Питання для самоконтролю

1. Охарактеризуйте шляхи теплообміну земної поверхні з атмосферою.
2. Чим відрізняються радіаційний теплообмін і молекулярна теплопровідність, турбулентне перемішування і теплова конвекція?

3. Процеси конденсації і сублімації процеси проходять з (поглинанням/виділенням) енергії (тепла)?

4. Дайте визначення поняттям «термодинаміка атмосфери», «адіабатичні процеси».

5. Охарактеризуйте сухоадіабатичні зміни температури повітря з висотою. Що таке сухоадіабатичний градієнт, чому дорівнює його значення?

6. Охарактеризуйте вологадіабатичні зміни температури повітря з висотою. Що таке вологадіабатичний градієнт, чому дорівнює і від чого залежить його значення?

7. Чому для наближених розрахунків температури повітря, яке опускається, завжди можна брати сухоадіабатичний градієнт?

8. Який процес називається псевдоадіабатичним?

9. Дайте визначення поняттям «стратифікація атмосфери», «вертикальний температурний градієнт».

10. Поясніть особливості і відмінність стійкої, нестійкої та байдужої стратифікації атмосфери.

11. Що таке температурні інверсії? Чому температурні інверсії є небезпечним фактором забруднення атмосфери? Якими параметрами характеризуються температурні інверсії в атмосфері.

12. Зобразіть кривими стратифікації та поясніть відмінності різних типів розподілу температури повітря з висотою: нормальний стан тропосфери, приземна інверсія, висотна інверсія, ізотермія.

13. Охарактеризуйте приземні (приподняті) інверсії, їх різновиди.

14. Охарактеризуйте висотні інверсії. Як вони класифікуються за умовами утворення?

РОЗДІЛ 3. ОСНОВИ КЛІМАТОЛОГІЇ

ЛЕКЦІЯ 12. КЛІМАТ ТА ФАКТОРИ ЙОГО ФОРМУВАННЯ

План

- 12.1. Кліматична система
- 12.2. Радіаційні фактори формування клімату
- 12.3. Циркуляційні фактори клімату
- 12.4. Роль підстильної поверхні у формуванні клімату
- 12.5. Вплив морських течій на клімат
- 12.6. Вплив рослинного покриву на клімат
- 12.7. Вплив снігового покриву на клімат
- 12.8. Вплив рельєфу на клімат

Завдання на самопідготовку

12.1 Кліматична система

Клімат – це багаторічний режим погоди даної місцевості, зумовлений сонячною радіацією, її перетворенням у діяльному шарі земної поверхні та пов'язаною з ними загальною циркуляцією атмосфери і океану.

У самому визначенні поняття «клімат» називаються чинники його формування. Перш ніж розглядати чинники формування клімату та його особливості, необхідно вказати на те, що атмосфера, як одна із оболонок Землі як планети, не ізольована від інших. Взаємодію всіх оболонок планети розглядають у кліматичній системі.

Кліматична система – це атмосфера, гідросфера, літосфера, кріосфера та біосфера. Ці ланки кліматичної системи мають різні фізичні властивості.

Так, об'єм **атмосфери** становить $3,82 \cdot 10^{12} \text{ км}^3$ і 99,8 % цього об'єму зосереджено в шарі висотою до 60 км. Маса повітря в цьому об'ємі становить $5,2 \cdot 10^{18} \text{ кг}$.

97,2 % **гідросфери** зосереджено у світовому океані: тут її об'єм становить $1,37 \cdot 10^9 \text{ км}^3$, а маса $1,43 \cdot 10^{21} \text{ кг}$. Тобто об'єм гідросфери майже в 279 разів менший ніж об'єм атмосфери, а її маса в 275 разів більша за масу атмосфери.

Атмосфера та гідросфера мають також різну теплоємність та теплопровідність. Питома теплоємність води приблизно в 4 рази більша, ніж теплоємність повітря. Теплопровідність води приблизно в 20 разів більша. Тому вода світового океану є добрим акумулятором сонячної енергії протягом літа. Це тепло поступово протягом зими надходить в атмосферу.

Просторові та часові зміни параметрів атмосфери значно більші, ніж гідросфери. Атмосфера – найрухливіше середовище. Швидкість вітру біля земної поверхні становить кілька метрів за секунду, а у вільній атмосфері – кілька десятків метрів за секунду. Середня ж швидкість океанічних течій близько 3,5 см/с. Отже, швидкість перемішування повітря на два порядки більша, ніж води. Але у порівнянні з іншими ланками кліматичної системи гідросферу

слід вважати дуже рухливою. Тим більше, що в океанах відкрито вихори подібні до атмосферних циклонів та антициклонів, вихороподібні кільцеві структури («ринги») з діаметром до 100 км, які мають водні маси з іншими властивостями. Виявлені також глибинні течії.

Кріосфера включає морську кригу та кригу льодовиків на суходолі, а також сніговий покрив. Об'єм криги земної кулі становить $24 \cdot 10^6 \text{ км}^3$. За дослідженнями із космосу крига та сніг займають близько 10 % поверхні Землі тобто $59 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, у тому числі крига материків займає $16 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. 90 % площі цієї криги припадає на Антарктиду, 8 % – на Арктику та 2 % – на гірські райони суходолу.

Великі площі займає також **сніговий покрив** – близько $17 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. Найбільші його площі спостерігаються у північній півкулі у лютому. Тут він поширюється на значній частині Євразії та Північної Америки. Південна межа снігового покриву постійно змінюється у великих межах.

Літосфера в кліматичній системі є найконсервативнішим компонентом. Основні фізичні характеристики її поверхневого або діяльного шару змінюються порівняно мало під впливом ґрунтотворних процесів, вітрової та водної ерозії, висушування та зміни лісистості тощо. Деякі властивості поверхні суходолу інколи змінюються досить швидко. Так, альbedo та теплопровідність ґрунту суттєво змінюється при зволоженні та при обробці ґрунту для с/г-виробництва.

Властивості **біосфери** визначаються переважно рослинністю. Умови засвоєння сонячної радіації, тепло- та вологообмін з атмосферою, поверхневий стік, і відповідно вологообмін суходолу з океаном, визначають площі рослин, їх види, періоди вегетації. В умовах сільськогосподарського виробництва межі рослинного покриву безперервно змінюються. Крім того, вони змінюються в результаті вирубування лісів, особливо у тропічних широтах. До цього ж призводить випасання худоби, особливо в посушливих районах, що призводить до збільшення площ пустель, особливо помітно в Африці, де південна межа Сахари невпинно поширюється далі до екватора.

Компоненти кліматичної системи постійно взаємодіють, вони мають складні прямі та зворотні нелінійні зв'язки і обумовлюють одна одну. Прикладів такої складної взаємодії багато. Так, незважаючи на порівняно малу масу атмосфери, обмін кількістю руху її з океаном викликає більшу частину руху води Світового океану. Через океанічні течії відбувається міжширотний обмін теплом в океані, тобто з тропічних широт у високі переноситься велика маса теплої води. В холодну частину року тепло з водної поверхні переноситься в атмосферу. Отже, океан відіграє значну роль у формуванні особливостей поля температури в атмосфері і через це особливостей її циркуляції. Циркуляція атмосфери у свою чергу є механізмом для обміну теплом, вологою і кількістю руху між океаном і суходолом, між атмосферою і суходолом. Обмін вологою безпосередньо між суходолом та океаном відбувається через стік річок і льодовиків.

Отже, ланки кліматичної системи тісно пов'язані і обумовлюють одна одну. Тому існує припущення, що складність та неоднозначність зв'язків всередині кліматичної системи, постійна еволюція її компонентів з різною інерцією може бути причиною зміни та коливання клімату планети. Іншими словами, стан кліматичної системи визначається не лише зовнішнім впливом, а й складною взаємодією між її ланками. В результаті цього при одних і тих же зовнішніх умовах на Землі може бути кілька типів кліматів.

12.2 Радіаційні фактори формування клімату

Фізичною основою формування клімату є сонячна радіація. Найменше сумарної радіації надходить до земної поверхні в Атлантико-Європейському секторі Арктики – менше 2400 МДж/м² рік. У цьому районі пролягають шляхи Атлантичних циклонів і тому тут переважає хмарна погода. При зменшенні широти і збільшенні висоти Сонця річні величини сумарної радіації досить швидко зростають. Уже в Україні ці величини досягають 3400 МДж/м² у Передкарпатті, збільшуючись поступово до понад 5000 МДж/м² на західному узбережжі Криму. Найбільша сумарна радіація спостерігається в тропічних пустелях земної кулі та поблизу екватора в Тихому океані. Тут вона перевищує 8000 МДж/м². Слід відмітити, що поблизу хмарного екватора сумарна радіація відносно мала. Так, на півострові Малакка вона менше 6400 МДж/м², на узбережжі Гвінейської затоки менше 5600 МДж/м², а в районі екваторіальної частини Анд навіть менше 4800 МДж/м². У високогірній Антарктиді переважає малохмарна погода і тому тут сумарна сонячна радіація така, як і в Україні. На решті території земної кулі розподіл сумарної радіації має зональний характер (рис. 12.1).

Однак *основною характеристикою радіаційного режиму є радіаційний баланс земної поверхні*, оскільки він враховує усі надходження та втрати радіаційного тепла (рис. 12.2). Найбільші величини радіаційного балансу спостерігаються у серединних тропічних широтах океанів і перевищують 5000 МДж/м², а біля північно-західного узбережжя Австралії та в Аравійському морі навіть більше 5500 МДж/м². На океанах в позатропічних широтах радіаційний баланс має зональний розподіл і швидко зменшується від 2500-3000 МДж/м² на 40° широти до 400-500 МДж/м² на межі плаваючої криги.

Максимальні величини радіаційного балансу на материках не перевищують 3000-3500 МДж/м² і спостерігаються в середині тропічних широт з порівняно невеликою хмарністю і значною вологістю повітря. Це басейн Амазонки, Індостан, екваторіальна східна Африка, північ Австралії.

Малі значення балансу в тропічних широтах спостерігаються в пустелях через великі альbedo та ефективне випромінювання – менше 2500 МДж/м². Такі ж величини характерні для екваторіальних районів з постійно великою хмарністю і дощами, через що тут малі величини сумарної сонячної радіації. В Україні радіаційний баланс зменшується від 2100 МДж/м² на півдні до 1200 МДж/м² на північному заході. На північному узбережжі

Євразії він становить близько 500 МДж/м^2 . В центральних районах Арктики радіаційний баланс близько 0, а на острові Гренландія близько -100 - 150 МДж/м^2 . В центральних районах Антарктиди радіаційний баланс найменший: -200 - 300 МДж/м^2 . Велике альbedo вічного снігу Антарктиди зводить нанівець відносно великі значення сумарної сонячної радіації. Цьому ж сприяє і велике ефективне випромінювання при великій сухості повітря.

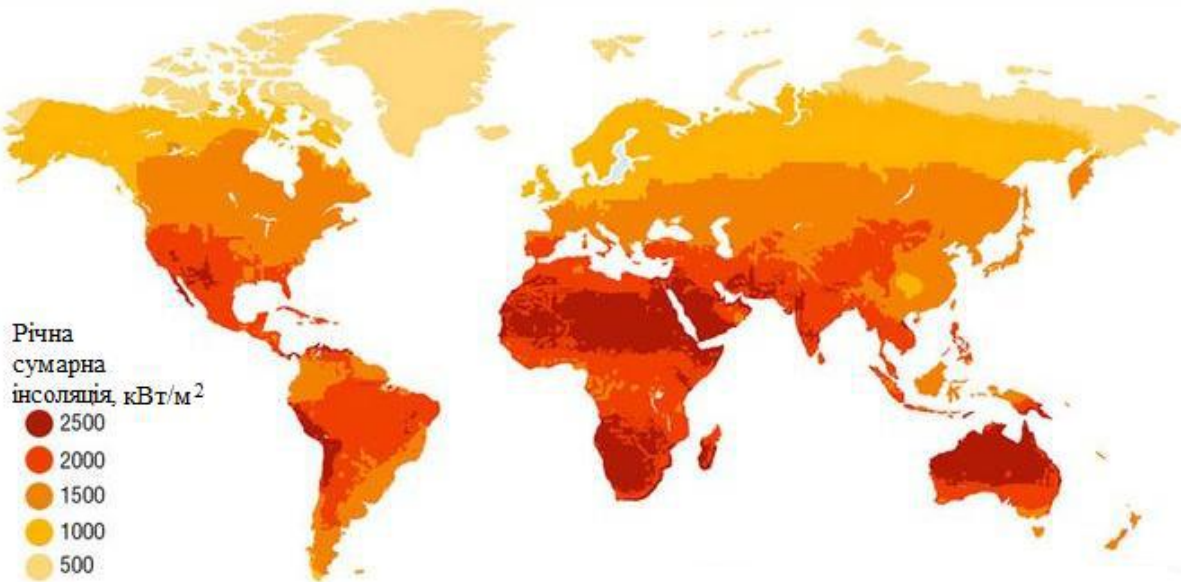


Рисунок 12.1 – Світова карта інсоляції, кВт/м^2

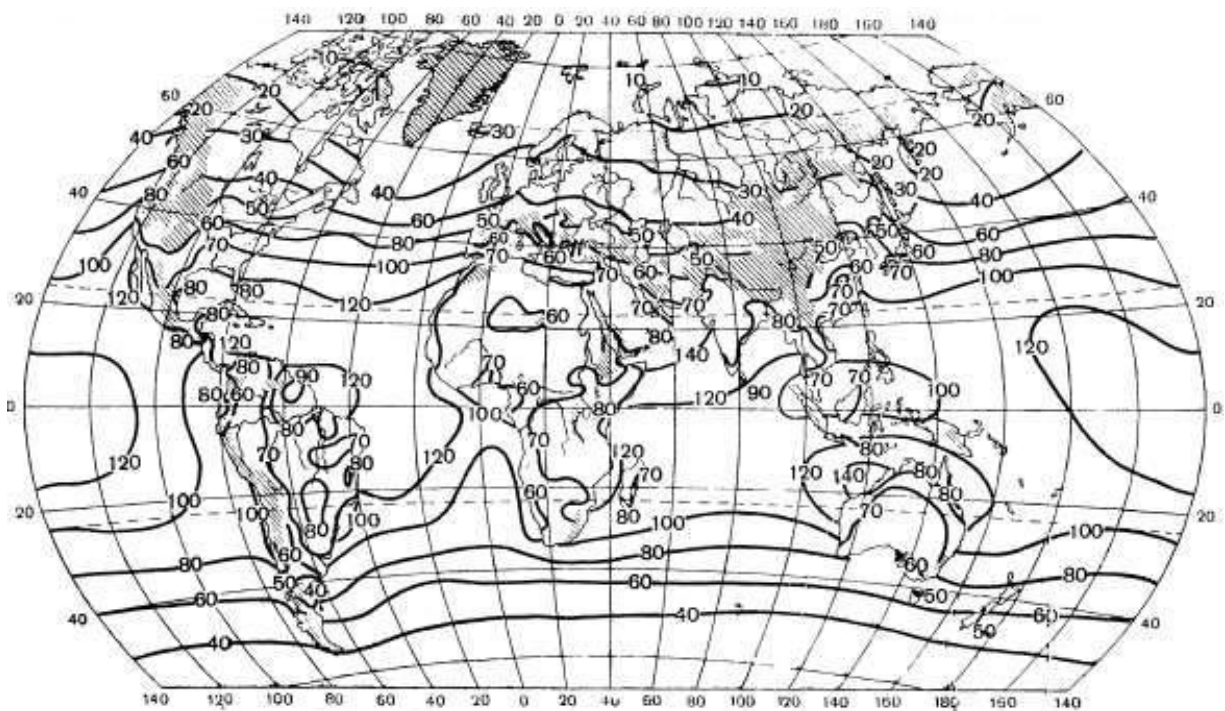


Рисунок 12.2 – Карта радіаційного балансу Земної поверхні

Отже, надходження сонячного тепла залежить у першу чергу від широти місцевості. Тому радіаційні чинники клімату лежать в основі кліматичної поясності Землі.

12.3 Циркуляційні фактори клімату

Радіаційний баланс земної поверхні визначає запаси тепла в атмосфері. Повітряні течії загальної циркуляції атмосфери сприяють міжширотному обміну повітряних мас, а отже є причиною адвективних впливів. Повітряні течії різного масштабу виникають і підтримуються різним нагріванням і охолодженням водної поверхні та суходолу, а також поверхні Землі і повітря на різних широтах. Тому екватор і полюси, водна поверхня та суходіл є різними полюсами теплової машини Землі, яка змушує рухатись повітряну оболонку (рис. 12.3).

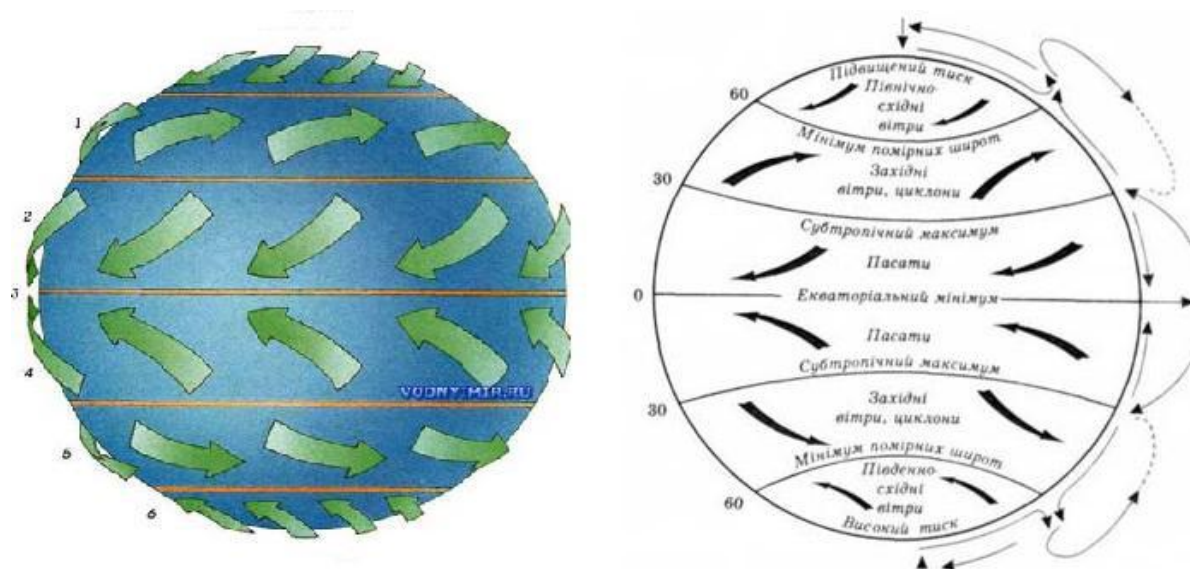


Рисунок 12.3 – Загальна циркуляція атмосфери

Циркуляція атмосфери включає формування повітряних мас, їх перенесення та трансформацію, циклонічну діяльність, фронтальну діяльність. Циркуляція атмосфери ускладнює схему широтної зміни клімату. Завдяки особливостям циркуляції на одній і тій же широті на західних і східних берегах континентів формуються зовсім різні кліматичні умови. Наприклад, тепла зима південної Франції і сувора зима Приамур'я, сухе літо Сицилії і дощове літо Японії. Те ж саме стосується території в середині тропічного поясу. Тут зональні кліматичні різниці зумовлені також циркуляцією атмосфери. Різне зволоження екваторіальної Африки й Сахари обумовлено не широтними відмінами надходження сонячної радіації, а особливостями циркуляції атмосфери.

Виключно велика роль циркуляції атмосфери у зволоженні материків. Вона зумовлює перенесення водяної пари з океанів на материки і з одних ши-

ротних зон у інші. Як правило, це відбувається у процесі циклонічної діяльності, особливо у помірних та високих широтах.

У низьких широтах найважливішою особливістю циркуляції атмосфери, яка впливає на клімат, є пасати. У тропічних широтах горизонтальні баричні градієнти в обох півкулях спрямовані від субтропічних поясів високого тиску до екваторіального поясу низького тиску (рис.12.4). Тому геострофічний вітер тут має східний напрямок і охоплює усю тропічну зону. У приземному шарі повітря під дією сил тертя вітер відхиляється від ізобар на деякий кут у бік низького тиску і в північній півкулі набуває північно-східного напрямку, а в південній – південно-східного. Ці вітри називаються **пасатами**.

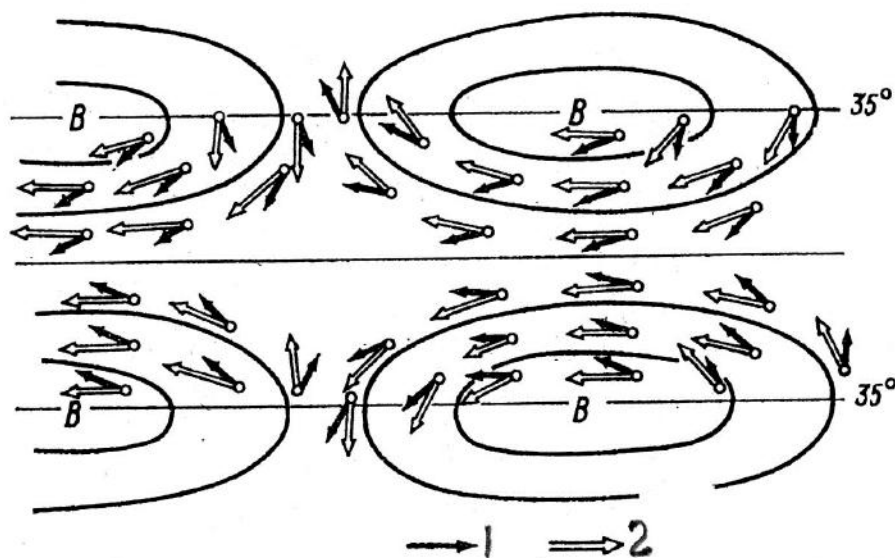


Рисунок 12.4 - Схема течій повітря в зоні пасатів:

1 – вітри біля земної поверхні, 2 – над шаром тертя

Пасати – стійкі вітри, вони майже не змінюють свого напрямку протягом року. Швидкість вітру поблизу поверхні Землі в зоні пасатів близько 5-7 м/с на суходолі, та 8-10 м/с над океаном. Товщина пасатного потоку повітря на початку руху становить 2-4 км і збільшується у напрямку до екватора. Над цим пасатним потоком панують східні вітри.

У зоні пасатів з океанів випаровується величезна кількість води. У тропічному поясі опадів випадає мало, тому що на висоті 1-2 км спостерігається **пасатна інверсія** або інверсія стиснення повітря в антициклонах. Це перешкоджає розвитку висхідних рухів повітря і тому вся волога зосереджена в шарі повітря до висоти 1-2 км і вся вона переноситься в зону екватора. З наближенням до екватора пасатна інверсія зникає і розвивається інтенсивна конвекція і, як результат, – тут випадає велика кількість опадів.

Отже, зона пасатів є областю інтенсивного випаровування з океанів і нагрівання повітря на материках. Екваторіальні ж широти є областю зволоження тропосфери і перенесення тепла в атмосферу у прихованій формі.

Важливим чинником формування клімату в тропічних широтах є мусони. **Мусони** (від араб. «маусім» – пора року) – це стійкі сезонні повітряні течії загальної циркуляції атмосфери з різкою зміною переважаючого напрямку вітру на протилежний від зими до літа та від літа до зими (рис. 12.5).

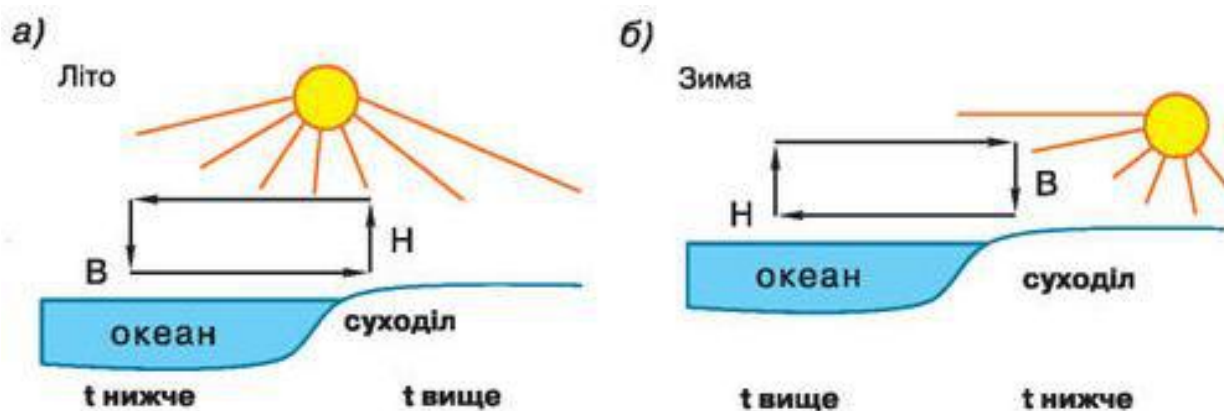


Рисунок 12.5 – Напрямки мусонів: улітку (а), узимку (б)

Класичним районом тропічних мусонів є басейн Індійського океану (рис. 12.6).

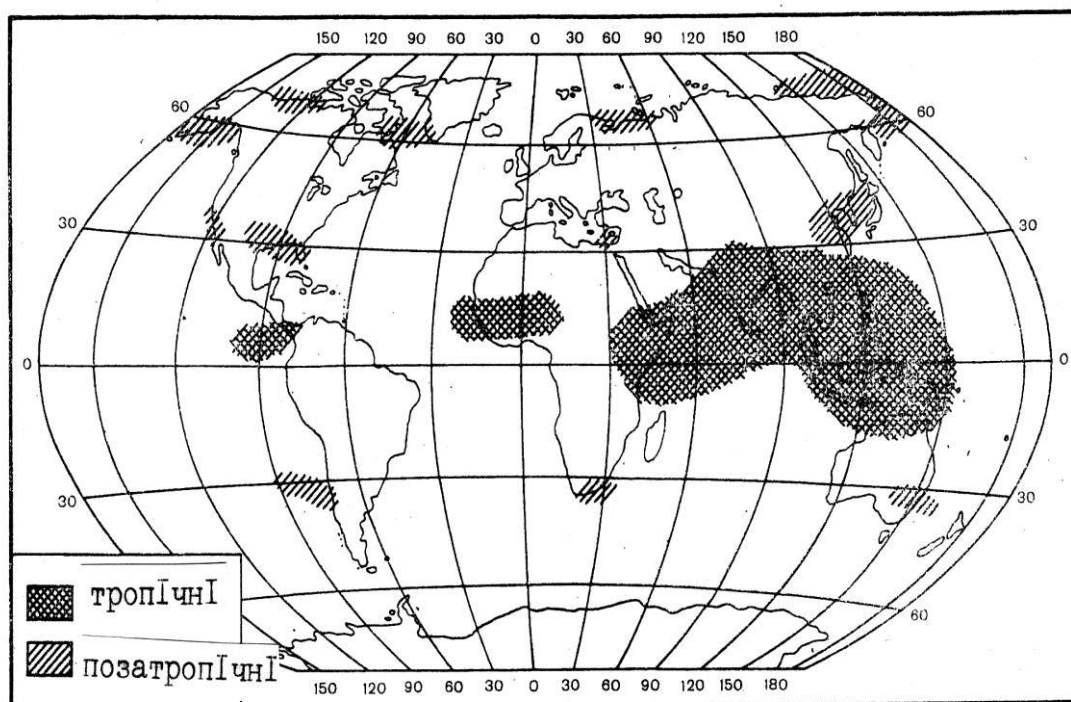


Рисунок 12.6 – Основні райони мусонів на земній кулі

Безпосередньою причиною тропічних мусонів є сезонна зміна положення субтропічних антициклонів та екваторіальної депресії. Особливо добре виражені мусони на півночі Індійського океану пояснюють тим, що сезонні

зміни півкуль Землі посилюються континентом Євразія, який взимку дуже вихолоджується і тут формується потужний Сибірський антициклон, а влітку добре нагрівається і формується Південноазійська депресія. Тому при зміні цих сезонів різко змінюється напрямок горизонтального баричного градієнта.

Внаслідок такого розподілу атмосферного тиску зимою на півдні Азії, у північній частині Індійського океану і в Аравійському морі утворюється північно-східний материковий мусон, який збігається за напрямком з пасатами.

У південній півкулі мусони Індійського океану виражені менше. Найкраще вони проявляються у північній Австралії, де сезонні зміни температури материка зумовлюють сезонні зміни атмосферного тиску.

Отже, взимку переноситься сухе континентальне повітря з материків на океани, а влітку з океанів на материки переноситься тепле вологе екваторіальне повітря. Це призводить до формування особливого режиму погоди та клімату тропічних мусонів. Типовими є дощовий сезон, що збігається з літнім мусоном, а також сухий сезон, що збігається з зимовим мусоном. Тривалість дощового сезону зменшується при віддаленні від екватора. В екваторіальному повітрі, крім того, дуже розвинена конвекція. Перешкоди рельєфу також різко збільшують кількість атмосферних опадів.

Крім мусонів тропічних широт ще спостерігаються мусони помірних широт, які добре виражені на Далекому Сході Росії та Китаю. Зимою на материку формується потужний Сибірський антициклон, а в північній частині Тихого океану утворюється область низького тиску. Тому холодне сухе повітря з Сибіру переноситься на море. Влітку на нагрітому материку встановлюється область низького атмосферного тиску, а над холодними Охотським та Японським морями спостерігається відносно високий тиск. Тому повітря переноситься з морів на суходіл.

При зимовому мусоні з суходолу встановлюється малохмарна суха погода, яка зберігається ще й весною. При літньому мусоні, в якому переноситься повітря з океану, встановлюється хмарна дощова погода. У багатьох районах тут за літо випадає до 70 % опадів.

У зв'язку з переважаючими вітрами й океанічними течіями температура повітря у східній частині океанів помірних широт значно вища, ніж в західній. *Західні береги океанів омивають холодні течії, східні береги – теплі океанічні течії.*

Завдяки розвитку потужних антициклонів зимою в середині материків температура повітря тут найнижча. В Азії найнижча температура спостерігається на північному сході материка (Якутія), а в Америці – на північному заході (Аляска).

У південній півкулі у помірних широтах підстильною поверхнею є вода то й розподіл температури має зональний характер, тобто ізотерми розташовані навколо Антарктиди майже концентричними колами.

У зоні контакту арктичного (антарктичного) повітря з повітрям помірних широт також розвивається циклонічна діяльність. Це і є циркуляція атмосфери на периферії полярних областей обох півкуль. Переважаюче перенесення пові-

тря до помірних широт сприяє збереженню особливого клімату в середині полярних районів. Це дуже низькі температури і мала кількість атмосферних опадів. Більше опадів випадає на периферії Арктики і Антарктиди.

12.4 Роль підстильної поверхні у формуванні клімату

При вивченні ролі підстильної поверхні у формуванні клімату у першу чергу мають на увазі два зовсім різні види земної поверхні: це водна поверхня та суходіл. Під впливом водної поверхні та суходолу в усіх зонах земної кулі формуються два зовсім різних типи клімату – *морський* та *континентальний*.

Основні властивості підстильної поверхні, які впливають на клімат

Ми уже розглядали чому водна поверхня та суходіл нагріваються й охолоджуються не однаково. Адже вони мають зовсім *різні механізми теплопровідності*. На суходолі тепло вглиб передається внаслідок молекулярної теплопровідності. У товщі води тепло передається значно ефективнішим методом, а саме завдяки турбулентній теплопровідності, тобто поверхневі шари води перемішуються і одержане тепло розподіляється на велику товщу води.

Водна поверхня та суходіл мають також *різну теплоємність*: теплоємність води у 3-4 рази більша, ніж теплоємність ґрунту. Ці поверхні також *неоднаково засвоюють сонячну радіацію*. У товщу води промені проникають на значну глибину і енергія променя засвоюється поступово.

Взагалі вода засвоює сонячного тепла більше, ніж суходіл, оскільки альбедо води менше. Середнє альбедо води змінюється від кількох відсотків у тропічних широтах до 20 % на межі плаваючої криги. Альбедо води на 10-20 % менше від альбедо суходолу без снігового покриву. Ефективне випромінювання води значно менше, ніж суходолу через нижчу температуру водної поверхні та більший вміст водяної пари в атмосфері. Через це на одній і тій широті радіаційний баланс на океанах більший, ніж на суходолі. Особливо велика ця різниця в тропічних широтах, де вона досягає 30-35 % від величини радіаційного балансу океанів.

Над океаном повітряні маси переважно зволожуються, оскільки близько 90 % радіаційного балансу витрачається на випаровування води. Над суходолом повітря в основному втрачає вологу і нагрівається влітку та вихолоджується зимою.

Нарешті, водна поверхня гладенька у порівнянні з суходолом, на якому виділяються будинки, ліси та підвищення рельєфу різного масштабу. Тому у відкритому океані середня швидкість вітру у 2-3 рази більша, ніж на суходолі.

Особливості морського та континентального кліматів

Мінімальні і максимальні *місячні температури* у морському кліматі запізнюються на один місяць. В деяких місцях океанів запізнення може досягати двох місяців. Отже, весна в океанічних кліматах холодніша, ніж осінь. В умовах континентального клімату весна тепліша, ніж осінь, особливо в районах з малим сніговим покривом, оскільки на його танення потрібне тепло, що певною мірою затримує підвищення температури. Середні річні температури

також різко відрізняються, а річна амплітуда температури в морському кліматі в 6,5 разів менша.

В умовах морського клімату більша *хмарність*, особливо влітку, тому й менше сонячних днів. Відносна *вологість* над океаном більша також влітку, а взимку різниця мала, оскільки над суходолом зимою низька температура. Над водною поверхнею більше *днів з туманом*, особливо влітку. Вони пов'язані з адвекцією теплого повітря з суходолу на відносно холодну водну поверхню. Особливо часто адвективні тумани бувають на межі холодних і теплих морських течій. Ось у районі Ньюфаундленда, де поряд є Лабрадорська течія та Гольфстрім, у липні та серпні буває по 22-23 дні з туманом. Над водною поверхнею зимою часто утворюються тумани випаровування, особливо поблизу материків. На суходолі переважають радіаційні тумани, хоч взимку бувають і адвективні при вторгненні теплого морського повітря.

У морському кліматі випадає більше *атмосферних опадів* (близько 1270 мм), ніж в континентальному (800 мм). Тут їхня кількість зменшується вглиб континенту. У зв'язку з напрямком повітряних течій в середині тропічних широт найбільша хмарність та опади спостерігаються поблизу східних берегів материків. У помірних широтах навпаки, на західних узбережжях.

Морський клімат розповсюджується і на прилеглі до моря частини материка. Це добре виражено у західній Європі, де протягом усього року переважає перенесення повітря з Атлантичного океану.

Континентальність клімату - вплив суходолу на своєрідний добовий та річний хід метеорологічних величин.

Континентальний клімат – це клімат, характерний для внутрішньої частини материка та прибережної частини океану, де переважають повітряні маси континентального походження.

12.5 Вплив морських течій на клімат

В океанах існують теплі та холодні течії, які своєрідно впливають на клімат. Це *потужні механізми міжширотного обміну теплом*. Близько половини адвекції тепла з низьких широт у високі відбувається завдяки морським течіям, а решта тепла переноситься завдяки циркуляції атмосфери. В оберненому напрямку відбувається така ж потужна адвекція холоду. Тому усі течії впливають на температуру повітря та його стратифікацію.

У помірних і високих широтах холодні течії омивають східні береги материків, а теплі – західні. Отже, теплі та холодні морські течії *формують температурні відмінності між західними та східними районами океанів*. На східних берегах континентів у низьких широтах та на західних берегах у помірних широтах під впливом повітряних та океанічних течій формуються теплі і вологі клімати. Особливо помітна роль теплої течії зимою на західному узбережжі Європи. Тут ізотерма 0 °C піднімається до 70° пн. ш.

Морські течії *впливають на стратифікацію атмосфери*. Над холодними течіями температура повітря у нижньому шарі знижується від холодної

підстильної поверхні і посилюється вертикальна стійкість стратифікації атмосфери. Це виключає перенесення повітря та водяної пари догори. Тому над холодними течіями та на прилеглих узбережжях спостерігається мала кількість атмосферних опадів. Під впливом холодних течій формуються такі берегові пустелі як Атакама, Наміб, Каліфорнійська. Найсухішою частиною Південної Америки є Тихоокеанське узбережжя між 5 та 28° пд. ш. – це пустеля Атакама. Тут в Антофагасті випадає в середньому щороку 9 мм опадів, місцями опади не випадають кілька років підряд. Ці берегові пустелі дуже сухі та аномально холодні. У той же час над холодними течіями та прилеглими берегами спостерігається висока відносна вологість повітря та часто бувають адвективні тумани – понад 80 днів щороку. За рахунок крапельок туману тут існує своєрідна рослинність.

Над теплими течіями повітря нагрівається у нижньому шарі і цим вони *сприяють розвитку конвекції*, тобто розвитку потужних вертикальних рухів повітря. Ось чому над теплими течіями випадає більше атмосферних опадів. Особливо велика енергія нестійкості стратифікації атмосфери над цими течіями спостерігається зимою. Тому взимку над теплими течіями часто бувають грози навіть у північних районах узбережжя Норвегії.

Останнім часом багато уваги приділяється вивченню впливу теплої течії Ель-Ніньо, що в перекладі звучить як «маля», «хлопчик» або «Христос-дитя». Це літня (грудень-січень) екваторіальна тепла течія на сході Тихого океану вздовж західного узбережжя Південної Америки до 5-7° пд. ш. В окремі роки Ель-Ніньо посилюється і досягає 15° пд. ш., відтісняючи від материка холодну воду Перуанської течії. Такі посилення бувають через кожні 2-10 років. В результаті цього процесу у східній частині Тихого океану позитивна аномалія температури води може перевищувати 6 °C і випадає багато опадів на великій території. В результаті інтенсивних дощів виникають катастрофічні повені в досить сухих тропічних широтах та інших районах Перу. Посилення Ель-Ніньо має й екологічні та економічні наслідки. У теплих водах цієї течії різко зменшується вміст кисню і це згубно діє на океанічну фауну та флору в результаті чого риба залишає перуанський продуктивний район. Явище Ель-Ніньо мало вивчене.

Отже, морські течії дуже впливають на основні характеристики клімату в районі відповідних течій, на прилеглих територіях, а через циркуляцію атмосфери і на досить віддалені території.

12.6 Вплив рослинного покриву на клімат

У свою чергу поверхня суходолу неоднорідна, вона різноманітніша, ніж поверхня океану. Часто на невеликих відстанях різко змінюється рельєф, ґрунтовий покрив, рослинність.

Рослинність перш за все *перетворює діяльну поверхню у діяльний шар*. На ділянці без рослинності усі потоки променистої енергії засвоюються та випромінюються дуже тонким шаром землі, який можна вважати поверхнею.

Ділянки, вкриті рослинністю, засвоюють та випромінюють радіацію товстим шаром, який, залежно від характеру рослинності, змінюється від десятків сантиметрів до десятків метрів.

При наявності рослинного покриву основна частина сонячної радіації засвоюється рослинами. Наприклад, густі посіви тимофіївки пропускають до поверхні ґрунту менше 20 % радіації, а в лісі ґрунту досягає лише 5-20 % радіації. Ось чому вдень температура ґрунту й повітря серед рослин нижча, ніж над оголеним ґрунтом.

Випаровування води безпосередньо з поверхні ґрунту при наявності рослинності менше, ніж з відкритого ґрунту. Сумарне випаровування води з ґрунту та транспірація води рослинами навіть перевищує випаровування з поверхні великих мілких водойм. Ліс мабуть випаровує вологи більше, ніж інші рослини, оскільки з його території стоку майже немає, а прогресивного заболочення лісів не зафіксовано. Рослинний покрив різко зменшує швидкість вітру, а отже зменшує турбулентне перемішування повітря серед рослин. Тому відносна вологість повітря на полі серед злакових культур на 10-20 % більша, ніж на оголеній ділянці. У лісі ця різниця ще більша.

Ліс значною мірою *впливає на кількість атмосферних опадів*. Головним механізмом впливу лісу на збільшення опадів є збільшення шорсткості місцевості. Висхідні рухи повітря при перетіканні через ліс, передаються до висоти 1,5-2 км, що й посилює процеси конденсації водяної пари. Раніше вважалося, що кількість опадів збільшується через збільшення вологості повітря при більшому випаровуванні вологи лісом.

12.7 Вплив снігового покриву на клімат

Сніговий покрив утворюється лише у певних кліматичних умовах, тобто він є продуктом клімату. Але в той й же час сніговий покрив впливає на клімат. При таненні снігового покриву *збільшуються запаси вологи в ґрунті*, які поступово використовуються рослинами протягом літа.

Сніг відіграє велику роль у тепловому режимі ґрунту й повітря. Теплопровідність снігу дуже мала за рахунок наявності у ньому повітря, теплопровідність якого в 100 разів менша за теплопровідність ґрунту. Отже, чим пухкіший сніговий покрив, тим менша його теплопровідність. Тому він добре *захистає ґрунт від проникнення в нього низьких температур*.

Якщо утворився сніговий покрив висотою 20-30 см, то добові коливання температури затухають уже на глибині 20 см, а якщо снігу немає, то вони помітні до глибини 80-100 см. Глибина промерзання ґрунту також зменшується. При висоті снігового покриву близько 30 см ґрунт промерзає до 25-30 см, а без снігу – до 100 см і більше. В окремі періоди глибина промерзання ґрунту під снігом у 4-5 разів менша, ніж на оголеній ділянці. Отже, сніговий покрив є надійним захисником озимих та плодових культур від вимерзання навіть при великих морозах.

На температуру повітря сніг діє протилежно, тобто він *сприяє вихолодженню повітря*. Основними причинами такої його дії є те, що альbedo снігу становить 70-80 %, а також те, що випромінювальна здатність снігу дуже велика, яка наближається до випромінювальної здатності абсолютно чорного тіла за рахунок різкого збільшення площі поверхні снігу по відношенню до поверхні ґрунту. Крім того, сніг не пропускає тепла із поверхневих шарів ґрунту в повітря.

У результаті дії цих чинників поверхня снігу дуже вихолоджується, а від неї вихолоджується і прилеглі шари повітря. Тому взимку часто спостерігаються радіаційні інверсії температури повітря. Про це свідчить те, що над рівнинами Східної Європи середній вертикальний градієнт температури становить лише 0,12-0,15 °C на 100 м висоти замість середнього 0,65 °C.

У помірних широтах сніговий покрив триває кілька місяців, а в полярних сніговий та крижаний покрив зберігається постійно. Він є своєрідним холодильником і формує на Землі цілі ландшафтні зони вічного морозу. При дуже низьких температурах *повітря висушується* внаслідок утворення інею на поверхні снігу. Цей процес має велике значення для зростання товщини снігового покриву. Тому клімат полярних районів не лише суворий, а й сухий. Так, в Антарктиді на висоті понад 2000 м середня температура найтеплішого місяця близько -30 °C, а найхолоднішого -70 °C.

12.8 Вплив рельєфу на клімат

Найбільша неоднорідність суходолу проявляється у будові рельєфу, адже лише близько половини його площі мають абсолютну висоту до 500 м над рівнем моря. Вище 1000 м розташовано близько 28 % суходолу, а вище 2000 м близько 13 %. Отже величезні площі суходолу мають гірський клімат, який формується під впливом зростання висоти місцевості над рівнем моря, різноманітності форм гірського рельєфу, крутизни схилів та їх орієнтації відносно частин світу та повітряних течій.

Гори впливають на всі метеорологічні величини. Тому це призводить до формування особливого *гірського клімату*. Це наглядно проявляється у вертикальній поясності ґрунтів та рослинності гірських країн і, отже, у вертикальній кліматичній поясності. Гори також впливають на клімат прилеглих територій. Добре помітним є *зменшення кількості атмосферних опадів, хмарності, туманів на підвітряному боці гір* на відстані до сотень кілометрів. Часто гірські хребти є навіть межами кліматичних зон Землі, зокрема субтропіки на південному березі Криму. Разом з тим навіть незначні височини, такі як Донецька, Придніпровська, Волино-Подільська, призводять до плямистості у розподілі атмосферних опадів, туманів, гроз, ожеледі та інших атмосферних явищ.

Розглянемо зміну різних метеорологічних величин у горах при збільшенні висоти місцевості. *Інтенсивність прямої сонячної радіації* в горах збільшується, оскільки на висоті в атмосфері менше аерозолів і коротший шлях сонячних променів до схилів гір. У зв'язку з цим у горах *змінюється* дещо і

спектральний склад сонячної радіації, а саме збільшується доля ультрафіолетових променів. Так, в Альпах на висоті 2000 м зимою її в 4 рази більше, а влітку – вдвічі. Така ж закономірність виявлена і в горах Кавказу, Середньої Азії та інших. Це підтверджується не лише інструментальними даними, але й значним засмагненням шкіри в горах. *Кількість розсіяної радіації* в горах збільшується за рахунок великої хмарності влітку та тривалого зберігання снігового покриву взимку, який зумовлює багаторазове відбивання радіації. Отже, при зростанні висоти в горах збільшується і *сумарна сонячна радіація*. Одночасно в горах збільшується величина відбитої радіації через тривале залягання снігового покриву. Ефективне випромінювання тут також збільшується через зменшення вмісту водяної пари в атмосфері, а отже, через зменшення зустрічного випромінювання атмосфери. Через великі втрати променистої енергії радіаційний баланс земної поверхні в горах поступово зменшується, особливо вище снігової лінії.

Ми уже розглядали такі *місцеві вітри* як вітри схилів, гірсько-долині, льодовикові вітри та інші, які характерні лише для гірських районів. Вони виникають тому, що температура і атмосферний тиск різні в різних частинах долин і схилів, а також різні біля схилів гір і у вільній атмосфері на цій же висоті. Ці вітри також беруть участь у формуванні своєрідного гірського клімату, впливаючи на зміни температури повітря, вологості, хмарності, опадів.

У горах спостерігається *велика строкатість температури ґрунту й повітря*. Особливо велика вона при сонячній погоді. На південних схилах температура ґрунту на 10° вища, ніж на північних. При хмарній погоді температура ґрунту не залежить від експозиції схилів.

Оскільки радіаційний баланс у горах зменшується, то й *температура ґрунту* з висотою також знижується. При сонячній погоді це зниження відносно мале, вертикальний температурний градієнт становить усього близько 0,4° на 100 м підвищення місцевості. Зниження температури ґрунту з висотою виражене лише влітку. Узимку, навпаки, на нижніх схилах гір спостерігається інверсійний розподіл температури, тобто вона з висотою підвищується. Це обумовлено стіканням холодного повітря вздовж схилів гір, а також вторгнення холодного повітря з півночі, яке займає передгір'я та нижні схили гір. Це так звані ***адвективні інверсії*** і вони чітко виражені на північних схилах гір до рівня близько одного кілометра і добре виражені в горах широтного простягання.

На південних схилах гір прямого вторгнення холодного повітря (тобто адвективних інверсій) не буває. Тому тут найбільші вертикальні градієнти температури ґрунту. Взагалі при хмарній погоді температура поверхні ґрунту наближається до температури повітря і не залежить від експозиції схилів.

Температура повітря в горах з висотою знижується в середньому на 0,5° на 100 м висоти, тобто знижується повільніше, ніж у вільній атмосфері, де вертикальний градієнт становить 0,65 °С. Але й температура повітря в горах зимою підвищується з висотою, оскільки холодне повітря стікає в долини та передгір'я. Так, наприклад середня температура січня в Алмати – 6,5 °С, а в Ілійську, який розташований на 400 м нижче, становить -7,5 °С. Добре відомі

інверсії температури повітря в Якутії. Ясної тихої погоди на схилах хребтів на висоті 1,5-2 км температура повітря на 15-20 °С вища, ніж на дні долин. Інверсії температури повітря в горах спостерігаються і влітку, але лише вночі.

Потрібно відмітити, що *річна амплітуда температури повітря* в горах зменшується. Крім того, річні мінімуми та максимуми температури повітря запізнюються на один місяць. Отже, гірський клімат нагадує морський. Завдяки зниженню температури з висотою скорочується в горах безморозний та вегетаційний періоди.

Зміни вологи в атмосфері гір також своєрідні. Абсолютна вологість повітря в горах з висотою зменшується оскільки знижується температура повітря. Але усе-таки в горах абсолютна вологість на 10 % більша, ніж у вільній атмосфері на цьому ж рівні. Ця додаткова волога випаровується з навколишніх схилів гір.

Відносна вологість повітря влітку в горах з висотою збільшується і найбільшого значення досягає на рівні утворення хмар. Це пов'язано із висхідними течіями вдень і перенесенням водяної пари вгору. До речі це призводить до своєрідного добового ходу відносної вологості. Вдень вона найбільша, а найменша вночі та вранці. Це протилежний добовий хід по відношенню до рівнини.

Зимою рівень конденсації спостерігається на нижньому поясі гір, тому тут і найбільша відносна вологість. Вище в горах вона дещо зменшується. Внутрішні гірські плоскогір'я, долини та підвітряні схили гір залишаються сухими, особливо влітку, оскільки волога конденсується на навітряних схилах гір.

Хмарність у горах так само залежить від сезону. Зимою хмари утворюються на нижньому поясі гір, а їхні вершини піднімаються над хмарами. Влітку, навпаки, хмари утворюють більше у верхній частині гір. У зв'язку з цим в горах з висотою збільшується кількість днів з туманами. Справа в тому, що хмари, які утворюються біля поверхні схилів внаслідок висхідних рухів повітря, для тутешнього спостерігача вважаються туманом. У той же час у гірських долинах, захищених хребтами, тумани бувають надзвичайно рідко.

Усе вищенаведене свідчить про те, що зимою в горах переважає суха сонячна погода з великою кількістю ультрафіолетової радіації. Тому давно у Європі діє багато гірських зимових курортів.

Під впливом гір значно змінюється *кількість атмосферних опадів*. Це визначається у першу чергу положенням гір по відношенню до повітряних течій, їх висотою та формами рельєфу. Гори є перешкодою для повітряних течій. Тому тут виникають висхідні течії безпосередньо на схилах гір і перед схилами. Тут відбувається загострення і активізація атмосферних фронтів при натіканні повітря на перешкоди рельєфу. Це призводить до того, що на звернутих до вітрів схилах і у відкритих долинах при зростанні висоти місцевості кількість опадів збільшується.

Так, наприклад, у Закарпатті випадає 750-850 мм, на високогір'ї Карпат понад 1250 мм, а на вершинах (зокрема Плай висотою 1330 м) 1663 мм. Ви-

сочини на території Східної Європи щороку збільшують кількість опадів на 100 мм на кожні 100 м висоти.

Кількість опадів на схилах гір збільшується не безмежно. Це спостерігається до певного критичного рівня. Вище цього рівня їх кількість поступово зменшується внаслідок зменшення вмісту водяної пари та зміни географічних умов. Так, у тропічних широтах висота максимальної кількості опадів близько 1000 м, на південних схилах Гімалаїв 1300 м, в Альпах 2000 м, а на Центральному Памірі 4500-5000 м. Отже, при збільшенні континентальності клімату висота рівня максимальної кількості опадів у горах збільшується, особливо влітку.

Зовсім інші закономірності спостерігаються на міжгірних плоскогір'ях, захищених зовнішніми хребтами. Тут незалежно від географічної широти при збільшенні висоти місцевості кількість опадів зменшується, оскільки зменшується вміст водяної пари в атмосфері. Так, на Памірі та Тянь-Шані на висоті 2000 м випадає 200-300 мм, а на висоті 3500-4000 м лише 70-75 мм. Це менше ніж у пустелях Середньої Азії. Тут існують високогірні пустелі. Сухі і інші плоскогір'я земної кулі: Тибету, Малої Азії, Ірану, Піренейського півострову, Внутрішнє плато Північної Америки, Мексиканське нагір'я тощо.

Різко зменшується кількість опадів і на підвітряних схилах гір, оскільки тут виникає феновий ефект в результаті стікання повітря донизу. Так, на півдні Чилі на західних схилах Анд випадає понад 3000 мм, а на відстані близько 200 км на схід – місцями менше 300 мм. Така ж «дощова тінь» Уральських гір прослідковується на схід на відстань понад 300 км, причому влітку вона менша, а зимою – більша.

Таке ж явище тіні спостерігається і в межах самої гірської країни. Аномально мало опадів випадає в міжгірних котловинах, долинах і глибоких ущелинах. Повітря, яке сюди надходить, вимушено перетікає через навколишні хребти, на яких втрачає вологу.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

15. Космічні фактори формування клімату
16. Вплив мусонної циркуляції на виникнення екологічно небезпечних явищ
17. Вплив пасатної циркуляції на виникнення екологічно небезпечних явищ
18. Особливості впливу Гольфстріму на кліматичні характеристики Європи.
19. Екологічні наслідки зміни характеристик течії Ель Ніньо.
20. Вплив факторів рельєфу місцевості на стан забрудненості атмосфери

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю «клімат». Чим відрізняється клімат від кліматичної системи?

2. Охарактеризуйте гідросферу, кріосферу, літосферу та біосферу як частини кліматичної системи.
3. Надайте характеристику радіаційним факторам формування клімату. Поясніть тезу «радіаційні чинники клімату лежать в основі кліматичної поясності Землі».
4. Надайте характеристику циркуляційним факторам формування клімату.
5. Що таке пасати і мусони? Де вони виникають та які метеорологічні явища зумовлюють?
6. Охарактеризуйте основні властивості підстильної поверхні, які впливають на клімат.
7. Наведіть особливості морського та континентального кліматів.
8. Яким чином морські течії впливають на клімат? Опишіть вплив на клімат теплої течії Ель-Ніньо.
9. Охарактеризуйте вплив рослинного покриву на клімат.
10. Охарактеризуйте вплив снігового покриву на клімат.
11. Охарактеризуйте вплив рельєфу на клімат. Опишіть особливості гірського клімату.

ЛЕКЦІЯ 13. ЗАКОНОМІРНОСТІ ГЕОГРАФІЧНОГО РОЗПОДІЛУ СКЛАДОВИХ ВОДНОГО БАЛАНСУ

План

- 13.1. Географічний розподіл випаровування та випаровуваності
- 13.2. Географічний розподіл вологості повітря
- 13.3. Географічний розподіл туманів
- 13.4. Географічний розподіл атмосферних опадів
- 13.5. Обіг вологи в атмосфері
- 13.6. Географічний розподіл снігового покриву

Завдання на самопідготовку

13.1 Географічний розподіл випаровування та випаровуваності

Випаровування з поверхні океанів значно більше, ніж з поверхні суходолу. В середніх та низьких широтах воно змінюється від 600 до 3000 мм. Над крижаним покривом воно незначне. На суходолі протягом року в пустелях випаровується менше 100 мм води. Теж саме спостерігається на арктичних островах, а в центральних районах Антарктиди сублімація водяної пари на поверхні снігу переважає над випаровуванням. У вологих тропіках за рік випаровується до 800-1000 мм, а в Індонезії та в басейні Амазонки навіть більше 1000 мм. В Україні сумарне випаровування змінюється від 375 мм на сході Херсонської та північному заході Луганської області до 650 мм у Львівській області.

Випаровуваність змінюється в таких же межах, але має дещо інший розподіл. З поверхні океанів випаровується максимально можлива кількість води при даних метеорологічних умовах і це є величина випаровуваності. На суходолі найменша випаровуваність спостерігається у високих широтах, де при низьких температурах тиск насиченої водяної пари і фактичний тиск мало відрізняється. На Шпіцбергені випаровуваність протягом року менша 80 мм. В Англії вона досягає 400 мм, в Середній Європі близько 450 мм, в Луганську 740 мм. В помірних широтах випаровуваність найбільша в пустелях середньої Азії. В Ташкенті вона досягає 1340 мм, а в Нукусі 1800 мм.

У вологих тропіках випаровуваність співпадає з випаровуванням (800-1000 мм). Невелика вона на узбережжях океанів. Так, на узбережжі Сахари річна випаровуваність становить 600-700 мм, а в центральних районах пустелі перевищує 3000 мм. В найсухіших районах Аравії та пустелі Колорадо вона перевищує 3000 мм. Отже, тут міг би випаровуватись шар води товщиною більше 3 м, але немає чому випаровуватись.

13.2 Географічний розподіл вологості повітря

Вологість повітря залежить від випаровування та перенесення водяної пари повітряними течіями. Випаровування у першу чергу залежить від дефіциту насичення, а дефіцит тим більший, чим вища температура. Тому розпо-

діл вмісту вологи в атмосфері визначається в основному розподілом температури повітря.

Найбільший парціальний тиск водяної пари спостерігається в середині тропічних широт, де протягом усього року у багатьох місцях перевищує 30 гПа. Звідси він зменшується в обох півкулях при зростанні широти місцевості так само, як температура повітря. Зимой тиск водяної пари, як і температура, менший на материках у порівнянні з океаном. Це видно за положенням ізоліній, які прогинаються на суходолі до екватора. Над дуже холодними районами Якутії в січні є замкнені ізолінії тиску водяної пари 0,1 гПа. Менший тиск водяної пари можливий лише в центральних районах Антарктиди.

Влітку температура в середині материків висока, але випаровування обмежене запасом вологи. Тому парціальний тиск водяної пари над суходолом, не дивлячись на вищу температуру, такий же, як і над океаном. Лише в пустелях спостерігається області малого вмісту водяної пари із замкненими ізолініями. На окраїнах материків, куди постійно переноситься повітря з океанів, тиск водяної пари і зимою і літом близький до океанічного. На територіях, де діють мусони, влітку парціальний тиск великий, а взимку малий. Малий вміст водяної пари у повітрі над холодними течіями, особливо це помітно біля західних берегів Америки.

Відносна вологість повітря завжди велика в середині тропічних широт, де вона місцями перевищує 85 %. Тут випаровування постійно велике, а температура повітря при хмарній погоді відносно невисока. Така ж відносна вологість в Арктиці, у високих широтах океанів. Але це пояснюється не великим вмістом водяної пари у повітрі, а низькою температурою повітря, особливо взимку. Це спостерігається і над суходолом у високих і помірних широтах холодної частини року, за винятком Якутії, де в умовах переважання антициклональної погоди спостерігається зовсім малий вміст водяної пари.

Найменша відносна вологість протягом року спостерігається в тропічних та субтропічних пустелях, де вона завжди менша 50 %. В Монголії вона мала взимку через малий вміст водяної пари, а влітку через високі температури. Взимку в Індії мала відносна вологість через панування північно-східного мусону.

При піднятті угору парціальний тиск водяної пари швидко зменшується, причому зменшується швидше, ніж атмосферний тиск і густина повітря. Це зрозуміло, адже водяна пара надходить у повітря із земної поверхні. Тому 50 % вологи зосереджено в 1,5 км шарі атмосфери, а 99 % – в тропосфері. Відносна вологість повітря з висотою також зменшується, але у хмарах вона велика. Взагалі водяної пари в атмосфері багато. В середньому над кожним квадратним метром земної поверхні в повітрі є близько 28,5 кг води.

13.3 Географічний розподіл туманів

Найчастіше тумани спостерігаються в Арктиці. Тут буває понад 80 днів з туманом. Причиною їх утворення є адвекція тепла на холодну пове-

рхню крижаних полів, а також тумани випаровування. Багато днів з туманом спостерігається також у високих широтах океанів південної півкулі.

У помірних широтах така ж кількість туманів спостерігається поблизу Ньюфаундленда. Тут тепле повітря переноситься з теплої течії Гольфстрім на територію холодної Лабрадорської течії. Особливо багато туманів тут буває влітку. Так, у липні та серпні щорічно буває в середньому 22-23 дні з туманами. Так само понад 80 днів з туманом буває над акваторією холодних течій у субтропічних широтах південної півкулі. Це течії Перуанська вздовж берегів пустелі Атакама у Південній Америці та Бенгельська вздовж пустелі Наміб у Південній Африці. Тепле повітря з океану переноситься на територію цих течій і охолоджується над ними.

Велика кількість днів з туманом спостерігається у Середній Європі. Так, в Україні їх 50-60 днів, а на сході менше 30 днів, на Південному березі Криму 15 днів. Багато туманів також на берегах Каліфорнії (Каліфорнійська холодна течія), на Атлантичному узбережжі Південної Америки тощо.

Найменше туманів буває в середині материків, особливо в пустелях. Тут малий вміст водяної пари і високі температури. Відносно мало туманів в Канаді та Сибіру, де взимку при антициклональній погоді дуже малий вміст водяної пари і навіть при наближенні відносної вологості повітря до 100 % тумани не утворюються.

Усе ж таки найбільше днів з туманами спостерігається на навітряних схилах гір. У Карпатах та Кримських горах їх буває 180-247 днів. На навітряних схилах у вологих районах Землі їх може бути й більше. Правда, ми вже згадували, що для жителів долини ці тумани є хмарами. Міжгірні плоскогір'я гірських систем є сухими. Сюди мало проникають вологі повітряні маси. Сухими є внутрішні райони Тянь-Шаню, Паміру, Тибету Малої Азії, Ірану, Піренейського півострова, Мексиканське нагір'я.

13.4 Географічний розподіл атмосферних опадів

Вміст водяної пари в атмосфері залежить від температури повітря та зволоження земної поверхні, що впливає на водність хмар. У високих широтах, де низька температура, а отже і мала водність хмар, опадів випадає мало хоч і хмарність там велика. Є райони і в низьких широтах, де водність хмар велика, а опадів мало. Це зона пасатів земної кулі. Тут переважає стійка стратифікація атмосфери, а тому хмари не досягають рівня кристалізації. У розподілі опадів на земній кулі помітна їх зональність (табл. 13.1).

На більшій частині екваторіальної зони випадає 2000-3000 мм опадів. Це зона конвергенції в середині тропічних широт. Зустріч повітряних течій обох півкуль зумовлює тут динамічну конвекцію, яка доповнюється термічною конвекцією. Ця зона не завжди перебуває поблизу екватора, вона зміщується впродовж сезонів.

Дуже багато опадів буває у басейні Амазонки, в Центральній Америці, на берегах Гвінейської затоки, на островах Індонезії. Під впливом рельєфу на

деяких станціях Центральної Америки випадає протягом року 6500 мм, в Колумбії до 7000 мм, у західній Африці до 5000 мм, а на південному схилі вулкана Камерун навіть більше 9900 мм, на деяких станціях в Індонезії до 7000 мм, на Гавайських островах на деяких станціях більше 9000 мм.

Таблиця 13.1 – Середні значення атмосферних опадів на суходолі у різних широтних зонах

Широта, ° пн. ш.	Опади, мм	Широта, ° пд. ш.	Опади, мм
90-80	182	0-10	1935
80-70	332	10-20	1124
70-60	568	20-30	591
60-50	708	30-40	663
50-40	642	40-50	1385
40-30	582	50-60	1885
30-20	607	60-70	462
20-10	900	70-80	160
10-0	1817	80-90	84

У смузі 0-1 ° пн. ш. над океаном щороку випадає найбільше опадів, у середньому 2280 мм, а в Індійському океані поблизу берегів Індонезії та Бірми понад 4000 мм. Однак найбільше опадів на земній кулі випадає в зоні екваторіальних мусонів. Це спостерігається в Гімалаях (Індія) біля підніжжя гори Шилонг на висоті 1300 м у містечку Черапунджі (25° пн. ш., 92° с. д.) випадає 10902 мм. До цього призводить вимушене піднесення екваторіального повітря в системі літнього південно-західного мусону вздовж крутих схилів гір.

У зоні екватора немає чіткого річного ходу атмосферних опадів. Але все ж таки найтипівішим є збільшення опадів під час весняного та осіннього проходження Сонця через zenit, хоч ця закономірність проявляється не скрізь. Над суходолом опади переважно випадають у другу половину дня, часто одночасно з грозою, це опади зливового характеру з краплями великого розміру. Над океанами, навпаки, опади частіше бувають вночі, оскільки над водою в цей час збільшується енергія нестійкості атмосфери.

У тропічній зоні кількість опадів різко зменшується. Це область високого атмосферного тиску з переважанням малохмарної погоди з пустельними ландшафтами. Середня кількість атмосферних опадів тут менше 250 мм, а в багатьох місцях менше 100 мм. В окремих районах Єгипту (Луксер, 25° пн. ш., 32° с. д.) та Судану (Вади-Хальфа, 21° пн. ш., 31° с. д.) в середньому за багаторічний період випадає всього кілька десятків долей міліметра. В пустелі Калахарі роками не випадає жодної краплі дощу. У тропічних широтах над океанами, де панують пасати, так само випадає мало опадів через пасатну інверсію. Вона добре виражена на висоті 1-2 км і тому верхня частина хмар не досягає рівня кристалізації. На сході океанів у тропічних широтах існують такі холодні течії як Канарська, Бенгельська, Перуанська та Каліфорнійська. Над ними спостерігається стійка стратифікація атмосфери і тому тут опади не перевищують 100 мм. На західних узбережжях материків тут формуються пустелі. Це пустелі

Наміб, західне узбережжя Сахари, Атакама та Каліфорнійська. Найзволоженішими у тропіках є східні райони материків, де переважають повітряні течії морського повітря на західній периферії субтропічних антициклонів.

Дуже мало опадів спостерігається в пустелях на півдні помірних широт північної півкулі. Влітку тут висока температура і рівень конденсації розташований дуже високо, а взимку переважає високий атмосферний тиск. Так, в Середній Азії у Ташкенті випадає 350 мм, в Термезі 120 мм, в Туркулі 80 мм.

Від субтропічних до помірних широт кількість опадів збільшується, оскільки у цій зоні добре розвинута циклонічна діяльність. Уже у степовій зоні їх випадає близько 350-500 мм. Однак їх випадає менше, ніж може випаруватись, тобто це зона недостатнього зволоження. У лісовій зоні випадає вже 500-1000 мм, причому кількість опадів зменшується із заходу на схід, тобто з віддаленням від океану. Взагалі лісова зона, це зона надмірного зволоження, де випаровується вологи менше, ніж випадає. Найменше опадів у цій зоні спостерігається у Сибіру 300-500 мм. На Далекому Сході кількість опадів знову збільшується до 500-1000 мм у зв'язку з літніми мусонними дощами.

У помірних широтах, як і в інших, кількість опадів збільшується під впливом рельєфу. Так, на Тихоокеанському узбережжі Північної Америки випадає понад 3000 мм. Вологе океанічне повітря вимушено підноситься вгору вздовж схилів. При цьому загострюється фронтальна діяльність і посилюється конвекція. Це ж саме спостерігаємо у Європі. У Норвегії в районі Бергена випадає 3000 мм. Це навітряні схили гір. Навпаки, на підвітряних схилах кількість опадів різко зменшується. Так, уже в Осло їх випадає 570 мм, а на Кольському півострові 300-350 мм. Навіть невисокі гори суттєво впливають на кількість опадів. Так, на західних схилах Уралу в Уфі випадає близько 600 мм, а на схід від гір в Челябінську лише 370 мм.

Найбільше опадів у Європі випадає в горах Шотландії та Уельсу – 4000-5000 мм, в горах Адріатичного узбережжя 3500-5000 мм, в Альпах 4000 мм, на Чорноморських схилах Кавказу 3000-3900 мм.

У напрямку від помірних широт до полярних кількість опадів знову зменшується через зменшення вмісту вологи в холодному повітрі та переважання Арктичного і Антарктичного антициклонів у навколополярних районах. У зоні Європейської тундри випадає близько 300 мм. В центральних районах Арктики випадає менше 150 мм, а в центральних районах Антарктиди – менше 90 мм.

13.5 Обіг води в атмосфері

Волога надходить в атмосферу із земної поверхні. Тому основна її маса зосереджена у досить тонкому приземному шарі. За підрахунками Л.П. Кузнецової цей розподіл має такий характер (табл. 13.2).

Найбільше водяної пари в атмосфері переноситься всередині тропічних широт – більше 240 кг/(м²·с.). Це пояснюється величезним вмістом водяної пари в атмосфері та постійною великою швидкістю східних вітрів. Ще більше

вологи переноситься в мусонах Південно-Східної Азії – понад 260 кг/(м²·с.). Над пустелями тропічних та субтропічних широт переноситься менш 80 кг/(м²·с.), а над районами центрально-азіатської гірської системи північніше Гімалаїв навіть менше 60 кг/(м²·с.).

Таблиця 13.2 – Вміст вологи в різних шарах атмосфери над північною Євразією, %

Шар, км	Рівень, гПа	Вміст вологи, % від сумарного вмісту вологи в тропосфері до рівня 300гПа
1,5	850	35-50
3	700	65-75
5	500	90-95
7	400	98
7-8	400-350	1
8-9	350-300	0,5

У помірних широтах найбільше водяної пари переноситься над теплою течією Гольфстрім. У високих широтах вміст вологи в атмосфері різко зменшується, тому й переноситься вологи мало. У районі Новосибірських островів переноситься близько 42 кг/(м²·с.), а поблизу північних берегів Гренландії близько 26 кг/(м²·с.). Сюди волога переноситься з Атлантичного та Тихого океанів, а влітку також із Євразії та Північної Америки. Поблизу берегів Антарктиди переноситься 60-40 кг/(м²·с.), а в центрі материка до 1 кг/(м²·с.). В цілому перенесення вологи в широтному напрямку в 3-4 рази більше, ніж у меридіональному.

У зв'язку з цим цікавим є питання, протягом якого часу водяна пара переноситься навколо земної кулі, як довго вона безперервно перебуває в атмосфері, яку відстань вона долає за добу тощо (табл. 13.3).

Отже повна заміна водяної пари в атмосфері відбувається протягом 8,1 доби і водяна пара щороку обновлюється в атмосфері 45 разів. Середня зональна швидкість вітру становить 2,9 м/с (220 км/добу). На широтах з інтенсивною циклонічною діяльністю (близько 60° пн. ш.) вона досягає 4,1 м/с (345 км/добу). Виявлено, що на суходолі протягом року лише 10 % опадів випадає за рахунок води, яка випарувалась на даній території. Решта 90 % опадів випадає з атмосфери за рахунок води, принесеної з океанів.

Таблиця 13.3 – Обіг вологи в атмосфері земної кулі

Опади, м ³ /рік	577·1012
Вміст вологи в атмосфері, м ³	12,9·1012
Кількість замін водяної пари в атмосфері протягом року при наявності процесу випаровування	45
Тривалість однієї заміни водяної пари, діб	8,1
Середня швидкість зонального перенесення вологи, км/добу	220
Час одного оберту водяної пари навколо Землі (при середній довжині широтного кола 24000 км, діб	109,4
Кількість замін водяної пари за один її оберт вздовж середньої паралелі	13,5
Вологість повітря, яке надходить з океану, %	80
Вологість повітря при якій не випадають опади, %	40

Звідси можна зробити висновок, що будівництво штучних водосховищ практично не вплине на кількість опадів у даній місцевості.

13.6 Географічний розподіл снігового покриву

У високих широтах та майже на всій території помірних широт атмосферні опади зимою випадають у вигляді снігу і утворюють сніговий покрив. В Арктиці та Антарктиці сніговий покрив зберігається постійно. У помірних та тропічних широтах сніг зберігається постійно лише у горах на великих висотах. В умовах рівнини у помірних широтах він тане кожної весни.

В окремі роки сніг може випадати навіть на широті тропіка (20-25° пн. ш.), але він зразу тане. Майже щорічно сніг випадає на півдні Італії, на узбережжі Північної Африки, в Сирії, Ізраїлі і так само зразу тане. На південному березі Криму, на рівнинах Закавказзя, на півдні Туркменії сніг не випадає лише в окремі роки, але сніговий покрив зберігається лише кілька днів. У США сніг не випадає лише на півдні Флориди та Каліфорнії. На Мексиканському нагір'ї він випадає майже до 19° пн. ш., але встановлюється сніговий покрив значно північніше. На великій території помірних широт Євразії та Північної Америки до 25-30 % атмосферних опадів випадають у вигляді снігу. Лише на великих висотах гірських систем усі опади бувають у вигляді снігу.

Сніговий покрив встановлюється не зразу, особливо в західній і південній частині помірних широт. Він кілька разів появляється і зникає. Це період передзим'я. На північ і на схід цей період скорочується. У західній та південній частині помірних широт він може танути і знову появлятися кілька разів протягом зими. Стійкий сніговий покрив на північному сході Європи появляється уже у жовтні, а в Сибіру навіть у другій декаді вересня. На 1 грудня в середньому південна межа снігового покриву досягає лінії Кишинів – Дніпро – Астрахань – Аральське море – Ташкент. На південному березі Криму та в Середній Азії сніговий покрив появляється у першій декаді січня. У горах звичайно сніговий покрив встановлюється раніше.

Весною сніговий покрив тане як під дією сонячних променів, так і за рахунок адвекції тепла. Забруднений сніговий покрив нагрівається сонячними променями краще, а тому у містах він зникає раніше. В середньому до 1 квітня сніговий покрив тане повністю до лінії Мінськ – Чернігів – Воронеж – Уральськ – озеро Балхаш.

Тривалість залягання снігового покриву змінюється у великих межах. На південних островах Північної землі він зберігається більше 9 місяців, у зоні Європейської тундри 200-240 днів, на заході лісової зони 80 днів, на сході в Азії до 280 днів, в степах та пустелях 20-120 днів, на південному березі Криму менше 10 днів, а на південно-східному березі Каспійського моря менше 4 днів.

Товщина (висота) снігового покриву залежить не лише від кількості опадів, а й від температурного режиму зимою. Найбільша його висота на рівнинах Євразії спостерігається на Камчатці, тут вона перевищує 120 см. Гли-

бокий сніговий покрив на нижньому Єнісеї – понад 90 см. Опадів тут випадає мало, але сніг накопичується протягом 8 місяців і відлиг тут не буває. На північному сході Європи сніговий покрив перевищує 80 см. Звідси його висота на південь і захід зменшується. На схід від Єнісею висота снігового покриву зменшується до 20-30 см у районі Верхоянська, а на рівнинах Забайкалля і Приамур'я менше 20 см.

На Далекому сході його висота знову збільшується до 30-50 см, а північніше до 70 см, на Сахаліні до 70-80 см. Ізолінія середньої висоти снігового покриву 10 см проходить південніше Львова – Дніпропетровськ – Донецьк – озеро Баскунчак – вздовж Сирдар'ї – Ташкент. Південніше висота снігового покриву різко зменшується і утворюється він не кожного року. У горах висота снігового покриву значно збільшується. Наприклад на Кавказі в районі гори Ачішхо (1800 м) у кінці березня висота снігового покриву досягає 400-500 см, а в окремі зими навіть 700-800 см.

У виключно сніжні зими висота снігового покриву на північному сході Азії буває у 1,5-2 рази більшого у порівнянні з середніми багаторічними, а на території Східної Європи навіть у 4 рази більшого. Наявність снігового покриву є важливим фактором клімату.

Сніговою лінією називають межу в горах, вище якої в середньому багаторічному протягом усього року зберігається сніговий покрив. Висота її залежить від багатьох чинників, а саме від кількості опадів, від температурного режиму та орієнтації схилів. У полярних широтах висота снігової лінії дуже близька до рівня моря. Так, на Землі Франца-Йосипа вже на висоті 50-100 м. У холоднішій вологій південній півкулі на о. Південна Жорджія (54° пд. ш.) вона на висоті 500 м, а Південні Шотландські острови (62° пд. ш.) завжди вкриті снігом.

З просуванням до екватора висота снігової лінії збільшується. Так, в Альпах вона на висоті 2500-3200 м, на Кавказі 2700-3900 м. При зростанні континентальності клімату висота снігової лінії різко збільшується. На Памірі вона досягає висоти 4500-5500 м, на Каракорумі 5600-5900 м. Поблизу тропіків снігова лінія на висоті 5300 м, а на окремих гірських вершинах досягає майже 6000 м. Поблизу екватора кількість опадів збільшується і вона опускається до 4600 м.

В одних і тих же горах висота снігової лінії значно змінюється. Так, на заході Кавказу вона на висоті 2700-2900 м, а при віддаленні від Чорного моря в Дагестані вона піднімається до 3500-3650 м. На південних схилах її висота більша ніж на північних. Так, на Алтаї на південних схилах вона на висоті 4800 м, а на північних близько 4000 м. Зрозуміло, південні схили отримують значно більше тепла. Але може бути і навпаки. Так, на південних схилах Ельбруса вона розташована на висоті 3500-3600 м, а на північних – близько 3850 м. Справа в тому, що на південних схилах тут випадає дуже багато опадів і вплив кількості опадів переважає вплив південного схилу.

У тропічних широтах найбільше опадів випадає на східних схилах і, відповідно, снігова лінія тут нижча. У помірних широтах, навпаки, вологіші за-

хідні схили гір, які розташовані назустріч західним вітрам. Тому снігова лінія тут найнижча. Протягом року в горах нижня межа снігу постійно змінюється. Весною вона далеко спускається вниз, а влітку піднімається до снігової лінії.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Метеорологічне картографування.
2. Супутникові спостереження за географічним розподілом основних складових водного балансу
3. Прогнозування погоди.
4. Лев Семенович Берг, його внесок у розвиток кліматології.
5. Борис Павлович Алісов, його внесок у розвиток кліматології.

Питання для самоконтролю

1. Охарактеризуйте географічний розподіл випаровування та випаровуваності.
2. Яким чином географічно розподіляється вологість повітря?
3. Що Ви знаєте про географічний розподіл туманів?
4. Яким чином географічно розподіляються атмосферні опади?
5. Охарактеризуйте обіг вологи в атмосфері.
6. Що Ви знаєте про географічний розподіл снігового покриву?
7. Що таке «снігова лінія»? Охарактеризуйте її розташування в різних кліматичних зонах.

ЛЕКЦІЯ 14. КЛАСИФІКАЦІЯ КЛІМАТІВ ЗЕМЛІ

План

14.1. Історія створення класифікації кліматів

14.2. Класифікація кліматів Л.С. Берга

14.3. Класифікація кліматів Б.П. Алісова

Завдання на самопідготовку

14.1 Історія створення класифікації кліматів

Класифікація кліматів – це поділ кліматів Землі за різними ознаками, умовами виникнення або зв'язками з іншими географічними явищами на кліматичні зони (та області), що мають однотипні кліматичні умови. **Кліматична зона** – це найбільша одиниця кліматичного районування, що має широтну протяжність та виділена за визначеними об'єктивними кліматологічними показниками. **Кліматична область** – це частинна кліматичної зони, що характеризується визначеними типом клімату. **Тип клімату** – це клімат з характерними властивостями, що відповідає визначеній кліматичній зоні. У зв'язку з цим існує таке поняття як кліматична межа. Це досить чітко виражена межа між регіонами з різним кліматом.

Класифікація кліматів проводиться для виділення типів кліматів, за допомогою яких можна об'єктивно встановити подібність чи відміни кліматичних умов на всій території земної кулі чи її частині. Це має велике практичне значення, тому що з кліматом пов'язане життя рослин та тварин, характер ґрунтового та рослинного покривів, гідрологічний режим, життя та господарська діяльність людини.

Вчені відразу помітили *явний зв'язок розподілу рослинності на земній кулі з кліматичними умовами*. Отже, перші класифікації клімату ґрунтувались на ботанічних ознаках. Це сталося в кінці XIX століття. Перше районування провів Грізебах в 1872 р. Найтиповішою була класифікація кліматів – класифікація Зупана (1884 р.), він виділив 35 кліматичних провінцій. Хульт в 1892 р. кількість провінцій збільшив до 103. Це так звані *описові класифікації кліматів*. Основним завданням цих класифікацій було виділення кліматичних провінцій, тобто більш-менш однорідних за кліматом географічних районів без їх зв'язку з аналогічними в інших місцях. Назву провінціям давали за назвою даної місцевості та особливістю рослинності.

Уже в 1874 р. де Кандоль помітив природну географічну зональність рослинності і спробував виділити п'ять географічних зон. Великий вклад у розвиток теорії класифікації кліматів вніс В. Кеппен (Кйоппен). Він різко критикував описові класифікації і висунув зовсім новий принцип класифікації кліматів і назвав його принципом кліматичних аналогів. Він старався об'єднати суттєво подібні клімати в далеко розташованих місцевостях земної кулі. Для класифікації кліматів він використав середні річні та місячні температури повітря та річні атмосферні опади.

В. Кеппен удосконалював свою класифікацію у ряді публікацій з 1900 до 1936 рр. У кінцевому вигляді вона одержала широке розповсюдження у багатьох країнах як така, що не погано відповідає ландшафтним зонам. Кеппен виділив п'ять кліматичних зон, у яких виділив 11 типів кліматів:

- 1) клімат тропічних лісів,
- 2) клімат саван,
- 3) клімат степів,
- 4) клімат пустель,
- 5) клімат помірно теплий з сухою зимою (мусонний),
- 6) клімат помірно теплий з сухим літом (середземноморський),
- 7) клімат помірно теплий з рівномірним зволоженням,
- 8) клімат бореальний з сухою зимою (мусонний),
- 9) клімат бореальний з рівномірним зволоженням,
- 10) клімат тундри,
- 11) клімат вічного морозу.

Бореальний клімат за Кеппеном спостерігається лише у північній півкулі. Це помірно холодний клімат середніх широт з чітко вираженими порами року. Характерним є утворення стійкого снігового покриву взимку.

Цінність класифікації Кеппена у її географічності. Зараз вона не використовується, оскільки в основі лежить штучний критерій посушливості клімату, а саме співвідношення між середньою кількістю опадів і середньою річною температурою. Насправді однозначної залежності посушливості клімату від цього співвідношення немає навіть в середньому. Тому сухі пояси Кеппена в одних випадках розташовані південніше помірно теплих, а в інших – північніше. Крім того, у групі сухих поясів об'єднуються такі різні за широтою місцевості, як Хартум (Африка) та Омськ (Західний Сибір).

У різний час були створені класифікації кліматів, які ґрунтувались на ландшафтно-географічних зонах (В.В. Докучаєв, Л.С. Берг), на класифікації річок (О.І. Воєйков, А. Пенк, М.І. Львович), на врахуванні ступеня зволоження території (О.О. Камінський, М.М. Іванов, М.І. Будико) та інші.

14.2 Класифікація кліматів Л.С. Берга

Перш за все ідею тісного зв'язку типів клімату з географічними ландшафтами відображено у вченні В.В. Докучаєва про зони природи в 1900 р. Використовуючи цю ідею Л.С. Берг в 1925 р. запропонував свою класифікацію. У ній *типи клімату діляться на клімати рівнин та гір*. У кліматах рівнин *Л.С. Берг виділяє кліматичні зони у відповідності з однойменними ландшафтними зонами*. Але не всі кліматичні зони повністю співпадають з межами зон рослинності та ґрунтів.

Класифікація кліматів Л.С. Берга проста і зручна. Вона підкреслює, що між кліматом, рельєфом, ґрунтовим та рослинним покривом спостерігається тісний зв'язок і взаємодія. Справді, при просуванні з півночі на південь кількісні зміни метеорологічних величин призводять до якісних змін природи, що

виражається у закономірній зміні ландшафтів. Отже, в утворенні цих ландшафтів клімат відіграє провідну роль. Тоді лише залишається характеризувати клімат конкретної ландшафтної зони. Л.С. Берг у кліматі рівнин виділяє 12 кліматичних зон.

1) Клімат вічного морозу

Цей тип клімату існує у високих широтах на льодяних плато Антарктиди, Гренландії (крім вузької смуги на заході, півдні та сході узбережжя), Землі Франца-Йосипа, північної частини Нової Землі, Північної Землі. Клімат тут суворий, найтепліший місяць має середню температуру нижче 0 °С, на плато Гренландії близько -15 °С, а в Антарктиді -30 °С.

2) Клімат тундри

Ця зона займає північну частину Північної Америки, Євразії та багато островів Арктики. Південною межею тундри вважають північну межу лісотундри. Ліси наближають до тундри не суцільними масивами, а у вигляді рідколісся, яке й називається лісотундрою. Ця межа співпадає з ізотермою 10-12 °С найтеплішого місяця року. У тундрі розповсюджена вічна мерзлота великої товщини.

3) Клімат тайги

У північній півкулі тайга займає величезні площі, а у південній на рівнинах не зустрічається. Південна межа тайги у Північній Америці проходить близько 50° пн. ш. У Євразії тайга займає Скандинавський півострів (крім півдня), далі південна межа проходить вздовж лінії Санкт-Петербург-Нижній Новгород-Єкатеринбург, Західний Сибір (крім півдня), Східний Сибір (крім середнього Амуру й Уссурійського краю), Камчатка, Сахалін (крім півдня).

Континентальність та суворість клімату тайги у Євразії збільшується на схід. У тайзі Північної Америки середня температура січня місцями нижче -28-30 °С, абсолютний мінімум знижується до -64 °С. Ще суворіші зими у тайзі Східного Сибіру. Тут середня температура січня -50,1 °С, абсолютний мінімум -70 °С.

При дуже низьких температурах спостерігаються *дивовижні явища*. І.Д. Черський описує шелест, який появляється при температурі -48 °С і нижчій. Коли людина зупиняється і прислухається, то шелест зникає. Цей шелест створюється кристаликами льоду, які утворюються при сублімації водяної пари, яку видихає людина разом з повітрям. Це ніби шелест зерна при пересипанні, чи шелест мітли при підмітанні вулиці.

Особливо холодної ночі чути слабкий дивовижний безперервний шелест, який якути називають *шепотінням зірок*. Це шелест осідання кристалів льоду, які утворюються в повітрі в результаті сублімації водяної пари при дуже низькій температурі.

Літо в тайзі досить тепле. Середня температура липня на північній межі зони 10-12 °С, на південній 18-20 °С. В Якутську температура липня 19 °С, це вище, ніж у Москві, яка розташована на 60 південніше. Опадів у тайзі випадає у межах 600-300 мм зі зменшенням на схід. Умови сприятливі для рос-

линності. Вічна мерзлота на півдні зони переважно острівного розповсюдження.

4) Клімат листяних лісів помірної зони

У Північній Америці ці ліси займають територію південніше 50° пн. ш. і східніше 100° зх. д. за винятком південно-східної частини, далі Ірландія, Англія, південь Скандинавського півострова, Східна Європа на південь від тайги, південь Західного Сибіру, у Південній Америці у нижній течії річки Парана та за течією річки Уругвай, південний схід Австралії, Нова Зеландія. До цієї зони Л.С. Берг включає й лісостеп. Температура найтеплішого місяця не перевищує 22°. Річна кількість атмосферних опадів переважно 500-600 мм, місцями до 1000 мм. У Західній Європі переважають букові ліси, у східній – дубові

5) Клімат степів

Степи поділяють на дві групи. До першої групи належать степи помірних широт з холодною зимою. Це степи Європи, Середнього Поволжя, Передкавказзя, північного Казахстану, Забайкалля, Монголії, західних штатів Північної Америки. До другої групи відносять степи в тропічних і субтропічних широтах на периферії пустель з теплою зимою. В степах помірних широт середня температура найтеплішого місяця 22-24 °С, у тропічних широтах до 28 °С. Велика випаровуваність. У помірних широтах випадає 300-500 мм опадів, у тропічних 200-350 мм. Найбільше опадів випадає влітку у вигляді злив, але літо сухе, спекотне. У степах помірних широт встановлюється сніговий покрив висотою 10-30 см.

6) Середземноморський клімат

Такий тип клімату спостерігається у басейні Середземного моря, на південному березі Криму, Чорноморському узбережжі Кавказу від Новоросійська до Туапсе, на тихоокеанському узбережжі штату Каліфорнія, узбережжі Чилі на південь від Сант-Яго, південному узбережжі Австралії та Африки.

Температура найхолоднішого місяця у середземноморському кліматі вище 0 °С, найтеплішого 22-28. Річна кількість атмосферних опадів від 300 до 1000 мм і більше залежно від рельєфу. Літо сухе, спекотне, опади випадають переважно зимою. Тут своєрідна рослинність: кипарис, лаврове дерево, магнолії тощо.

7) Мусонний клімат помірних широт

Ця зона займає середню течію Амуру, Уссурійський край, південь Сахаліну, північну половину Японії, північну частину Кореї, Північно-Східний та Східний Китай. Влітку східні та південно-східні вітри переносять вологе повітря з океану. Зимою північно-західні вітри приносять із Сибіру морозне сухе повітря. Середня температура січня близько -20 °С, сніговий покрив не високий. Середня температура липня 20-25 °С. Атмосферні опади досягають 600-1000 мм. Переважна кількість опадів випадає влітку.

8) Клімат вологого субтропічного лісу

Займає узбережжя Мексиканської затоки, південно-східні штати США, Болівію, Парагвай, південно-східну частину Бразилії, плоскогір'я Африки, пі-

вденно-східне узбережжя Чорного моря, південне узбережжя Каспійського моря, на півночі Індії, Південний Китай, південна половина Японії і Кореї, північно-східне узбережжя Австралії. Середня температура найхолоднішого місяця не нижче 2 °С, найтеплішого 25-30 °С. Літо спекотне, сире. Кількість атмосферних опадів перевищує 1000 мм. Найбільше опадів буває влітку. Тут розповсюджені широколистяні ліси з домішкою вічнозелених, зустрічаються ліани.

9) Клімат позатропічних пустель

Це середньоазіатські пустелі та навколишні напівпустелі, Гобі, пустелі Північної Америки в середній течії р. Колорадо, у Південній Америці у східній Патагонії. Зима холодна. Середня температура найхолоднішого місяця в Середній Азії на півночі – 10 °С, до 3 °С на півдні, найтеплішого 28-32 °С. Максимальна температура влітку досягає 50 °С. Дуже сухо. Випадає менше 250-300 мм, місцями близько 80 мм. Часто бувають піщані бурі. Характерною рослинністю є полин, солянка, саксаул. При зрошенні вирощують бавовник, рис, баштанні тощо.

10) Клімат субтропічних пустель

Це найсухіші пустелі земної кулі: Сахара, пустелі Аравії, Наміб, Атакама, Каліфорнійська та в нижній течії р. Колорадо, пустелі Австралії. Тут панує континентальне тропічне повітря. Середня температура найтеплішого місяця (крім берегових пустель) становить 32-38 °С, а в нижній течії Колорадо 39 °С. Абсолютний максимум температури повітря тут досягає 58 °С. Середня температура найхолоднішого місяця ніде не опускається до 10 °С. Кількість атмосферних опадів менше 250 мм, місцями менше 100 мм, а в окремих місцях 3-5 мм і протягом кількох років немає дощу. Опади бувають у вигляді злив. Характерні часті піщані бурі. Природна рослинність практично відсутня, або появляється часом після злив. В оазисах Сахари росте фінікова пальма.

11) Клімат саван

Займає великі простори в Африці і Південній Америці, узбережжя Центральної Америки, західну частину о. Мадагаскар, Індостан південніше 22° пн. ш., Цейлон, Індокитай, північну частину Австралії, Гавайські острови. Це тропічний лісостеп земної кулі. Зимой тут панує сухе континентальне тропічне повітря, яке розповсюджується сюди пасатами. Влітку сюди переноситься вологе екваторіальне повітря у вигляді екваторіального мусону. Середня температура найтеплішого місяця 25-30 °С, найхолоднішого не нижче 18 °С. Річна амплітуда температури повітря досягає 12 °С. Кількість атмосферних опадів близько 1000 мм, а на схилах гір більше 2000 мм. Майже всі вони випадають влітку. Характерна рослинність баобаб. Сухого періоду дерева скидають листя, але є й вічнозелені породи. Протягом вологого періоду розвивається буйна трав'яниста рослинність.

12) Клімат вологого тропічного лісу

Це зона земної кулі вздовж екватора: екваторіальна Африка, вздовж течії Амазонки, на сході Бразилії, місцями в Центральній Америці, Великі Антильські острови, східна частина о. Мадагаскар, південно-західна Індія, західне узбережжя Індокитаю, півострів Малакка, Великі Зондські острови, Філіппінські острови, Нова Гвінея.

У цьому типі клімату середня річна температура 24-30 °С. Річна амплітуда температури 1-6 °С. Середня температура найхолоднішого місяця вище 18 °С. Нічні мінімальні температури не нижче 16 °С. В річному ході температури два максимуми і два мінімуми. Максимуми у період весняного та осіннього рівнодення, а мінімуми – літнього та зимового сонцестояння. На річний хід температури дуже впливає хмарність та опади. Кількість атмосферних опадів досягає 3000 мм. Спостерігається два відносно дощові періоди під час рівнодення, але посушливого періоду немає. Опади мають зливовий характер з грозами і, як правило, спостерігаються в другу половину дня, коли найбільше розвивається конвекція.

Ростуть тут вічнозелені ліси з ліанами, пальма сагова і кокосова, банани, ананаси, дерево какао, хлібне, кофейне і хінне дерева, каучуконоси тощо.

Класифікація кліматів Л.С. Берга справді проста та зручна. Але вона має дуже великий недолік. Вона стосується лише суходолу, а значно більші площі водної поверхні залишаються поза увагою.

14.2 Класифікація кліматів Б.П. Алісова

Це генетична класифікація кліматів, яка пояснює умови їх формування. В основі класифікації є загальна циркуляція атмосфери, що виражається в переважанні повітряних мас певного географічного типу. Б.П. Алісов виділяє сім основних кліматичних поясів (зон): екваторіальний, два тропічних, два помірних та два арктичних (по одному у кожній півкулі). У кожному поясі протягом усього року переважає одна повітряна маса, відповідно екваторіальне повітря тропічне, помірне (або полярне) та арктичне (антарктичне) повітря. Між цими основними поясами Б.П. Алісов виділяє по три перехідні пояси у кожній півкулі. Це пояс екваторіальних мусонів (субекваторіальний), субтропічний та субарктичний (субантарктичний).

Межі поясів визначаються за середнім багаторічним положенням кліматологічних фронтів земної кулі. Так, тропічні пояси обмежуються літнім положенням тропічних фронтів та зимовим положенням полярних фронтів. Тому тут увесь рік переважає тропічне повітря. У субекваторіальному поясі влітку панує екваторіальне повітря і це буде вологий сезон року, а взимку – тропічне повітря і відповідно сухий сезон. Субтропічний пояс простягається між зимовим та літнім положенням полярних фронтів, тому тут взимку переважає полярне повітря, а влітку тропічне. Субарктичний пояс простягається між зимовим та літнім положенням арктичного (антарктичного) фронту і відповідно взимку панує арктичне (антарктичне) повітря, а влітку – полярне. Отже, у перехідних поясах влітку панує повітря південнішого основного поясу, а взимку – північнішого. Відповідно до своїх властивостей повітряні маси і визначають основні властивості клімату поясів, оскільки повітряна маса формується під впливом радіаційного і теплового балансів даної місцевості.

У кожному поясі Б.П. Алісов виділив два різновиди кліматів, а саме клімат низовин та клімат високих гір. Він сподівався узгодити межі поширен-

ня повітряних мас з ландшафтними зонами. У низьких широтах дійсно межі поясів Алісова добре співпадають з ландшафтними зонами, у помірних широтах гірше внаслідок постійної трансформації повітряних мас, а на узбережжі північних морів взагалі не очевидно, що межа тундри є межею поширення арктичного повітря.

У більшості поясів Б.П. Алісов виділяє чотири типи кліматів: материковий (континентальний), океанічний (морський), західних та східних берегів материків. Відмінності між материковим та океанічним кліматами пояснюється впливом відповідної підстильної поверхні, а між кліматом західних та східних берегів материків обумовлюється умовами циркуляції атмосфери та океанічними течіями.

Наводимо коротку характеристику кліматичних поясів Б.П. Алісова.

Екваторіальний пояс. Протягом усього року панує екваторіальне повітря. Пасати переносять у бік екватора тропічне повітря, яке уже на підході до екватора трансформується в екваторіальне. Трансформація полягає переважно у його зволоженні на всю товщу тропосфери. Значних відмін між материковим та океанічним типами клімату немає. Найбільше материковий тип проявляється у внутрішній екваторіальній Африці та Південній Америці. Середні місячні температури повітря змінюються в межах 24-28 °С. Річний максимум не перевищує 35 °С, мінімум не нижче 20 °С. Добова амплітуда температури 10-15 °С, річна 1-5 °С. Переважає хмарна погода. Дуже розвинена конвекція, тому опади зливого характеру і досягають 2000-3000 мм. На схилах гір на острові Ява досягають 7000 мм, а на схилах г. Камерун більше 9000 мм. Дуже великий вміст водяної пари у повітрі. Відносна вологість протягом року ~85 %. Клімат екваторіального поясу Б.П. Алісова відповідає клімату вологого тропічного лісу Л.С. Берга.

Пояс екваторіальних мусонів (субекваторіальний). Тут клімат формується під дією сезонних зміщень тропічного фронту, які пов'язані із зміщенням смуги найбільшого нагрівання. Ця смуга влітку розташована північніше екватора, а взимку південніше. Отже, влітку відповідної півкулі смуга низького тиску віддаляється від екватора і екваторіальний мусон розповсюджується у вищі широти, досягаючи на материках широти 18°. Лише на території Індостану та Індокитаю літній мусон досягає Гімалаїв, тобто близько 30° пн. ш. Це супроводжується зменшенням добової амплітуди температури, збільшенням хмарності та вологості повітря, випадають значні, в основному зливові, дощі. Під час зимового мусону, який є по суті пасатом, на материках різко зменшується хмарність та вологість повітря, різко зменшується кількість атмосферних опадів, збільшується добова амплітуда температури. Клімат поясу екваторіальних мусонів ніби складається із двох різних самостійних кліматичних режимів.

У материковому типі клімату температура найтеплішого місяця досягає 32 °С, а найхолоднішого 16 °С. У річному ході температури виділяється два максимуми (навесні та восени) і два мінімуми (взимку та влітку). Основним є зимовий мінімум. Весна – спекотна і суха пора року. Сонце у цей час

досягає зеніту і нещадно палить, річки висихають, земля розтріскується, а дерева скидають листя. Опади щороку в середньому не перевищують 1500-2000 мм, а на північній межі поясу зменшуються місцями до 300-400 мм і випадають в основному влітку в другій половині дня з грозами. На навітряних схилах гір кількість опадів збільшується до 4000-5000 мм, а в Чарапунджі 10902 мм. Клімат екваторіальних мусонів відповідає клімату саван.

Океанічний тип клімату поширюється приблизно до 12° широти в обох півкулях. Тут немає таких різких сезонних контрастів. Температура повітря 24-26 °С. Літо вологіше і на 2-3 °С тепліше від зими. Опади частіше тут спостерігаються вночі.

Клімат західних та східних берегів материків у цьому поясі відрізняється мало, але на західних берегах зима сухіша, ніж на східних, де на гористих берегах випадає досить багато опадів. Тому на західних берегах переважають савани, а на східних – вологі екваторіальні ліси.

Тропічний пояс. Тут протягом року панує тропічне повітря, яке формується в субтропічних антициклонах над океанами та в малоградієнтних баричних депресіях термічного походження над материками. У тропічному поясі, як і в екваторіальному, адвекція не має суттєвого значення.

У кліматі материкового типу температура найтеплішого місяця досягає 30-32 °С, найхолоднішого 10-20 °С, а абсолютний максимум 58 °С. Середня річна амплітуда температури повітря близько 20 °С. Середня добова амплітуда повітря також близько 20 °С, в окремі дні вона досягає 40 °С, а добова амплітуда температури піщаної поверхні інколи перевищує 80 °С. Опадів тут менше 250 мм, в окремих місцях їх буває кілька десятків міліметрів і вони не випадають роками. Відносна вологість повітря влітку менша 30 %. Інколи сюди проникають глибокі циклони, що викликає піщані бурі виключної сили. При цьому температура повітря підвищується до 45-50 °С, а відносна вологість зменшується до кількох відсотків. Це клімати внутрішньоматерикових пустель. Зимою при особливо потужних вторгненнях холодного повітря можливе зниження температури нижче 0 °С і випадання снігу в Сахарі.

В океанічному тропічному кліматі майже весь радіаційний баланс витрачається на випаровування води. Тому тут малі річні й добові амплітуди температури і велика вологість повітря. За цими характеристиками клімат наближається до екваторіального. Відрізняється від нього малою хмарністю. Температура найтеплішого місяця ~ 28 °С, найхолоднішого 20 °С. Вологість повітря близько 80 %. Добре виражені вітри пасати.

Клімат західних берегів материків формується на східній периферії субтропічних антициклонів у зоні пасатів та під впливом холодних океанічних течій. Температура повітря для тропічних широт дуже низька. Середня температура найтеплішого місяця ~ 20 °С, найхолоднішого 16 °С. Вологість повітря 80-90 %, опадів менше 100 мм, а місцями взагалі кілька міліметрів. Це своєрідний клімат прибережних вологих пустель: західне узбережжя Сахари, Наміб, Атакама, південь Каліфорнії. Місцеві рослини використовують воду крапельок туманів, які тут бувають часто. Тут часто виникають сильні бризи,

особливо вдень. Тому відносна вологість повітря на узбережжі навіть вдень не опускається нижче 65-70 %.

Тропічний клімат східних берегів материків відрізняється від західних мусонною циркуляцією. Температура найтеплішого місяця близько 26 °С, найхолоднішого 18 °С. Пасатна інверсія тут менше виражена і часто розташована вище рівня конденсації. Тому кількість опадів досягає 1000 мм і випадають вони переважно влітку. Тут ростуть тропічні ліси.

Субтропічний пояс. Влітку тут панує тропічне повітря, а взимку повітря помірних широт. Взимку фронт помірних широт (полярний) зміщується на південь, тому в субтропічному поясі часто проходять циклони і відбувається вторгнення холодного повітря з різкими похолоданнями. Майже щорічно випадає сніг, але сніговий покрив не утворюється. Влітку над океанами розширюються субтропічні антициклони, фронт помірних широт зміщується на північ, тому шляхи циклонів пролягають значно північніше. Отже, тут добре виражені сезонні зміни погоди.

Материковий тип характеризується сухим спекотливим літом, відносно вологою, нестійкою зимою. Середня температура найтеплішого місяця перевищує 30 °С, найхолоднішого переважно 4-8 °С. Річна кількість опадів близько 500 мм, в окремих місцях менше 300 мм. На навітряних схилах гір опадів у 4-5 разів більше, ніж на рівнинах.

Океанічний тип клімату характеризується рівномірним річним ходом температури: влітку 18-20 °С, зимою – близько 12 °С. Кількість опадів досягає 1000 мм і випадають вони переважно взимку. У цей же час часто бувають сильні вітри.

Клімат західних берегів характеризується сухим, сонячним та спекотним літом і відносно теплою дощовою погодою. Цей тип клімату називається середземноморським. Влітку переважає безхмарна погода, характерна східній периферії субтропічних антициклонів. Середня температура найтеплішого місяця 26-28 °С, найхолоднішого переважно 10-12 °С. Річна кількість опадів 400-800 мм, а на навітряних схилах гір навіть більше 4000 мм. Основна частина їх випадає взимку.

Клімат східних берегів материків тут мусонний. Спостерігається холодна для субтропіків суха зима і спекотне вологе літо. Середня температура найтеплішого місяця 25-30 °С, найхолоднішого -4-6 °С. Опади переважно влітку, щороку випадає близько 600-800 мм. Вологість повітря влітку 80-85 %, переважно хмарна погода.

Помірний пояс. В помірних широтах визначальне значення у формуванні клімату має циклонічна діяльність. Вона обумовлює міжширотний обмін повітряних мас. У тропічних широтах найважливіше значення у формуванні клімату має трансформація повітряних мас, а в помірних різко збільшується значення адвекції. Результатом цього є різкі зміни як окремих метеорологічних величин, так і погоди в цілому. У зволоженні помірних широт головне значення мають фронтальні опади і значно менше опади термічної конвекції.

Континентальний тип клімату характеризується холодною сніжною зимою та теплим літом. Зимовою в середині материків часто формуються антициклони з малохмарною морозною погодою. Середня температура найтеплішого місяця на різних широтах 10-24 °С, найхолоднішого від -2-3 °С до -30-40 °С. Тут річна амплітуда температури повітря досягає 50-60 °С. Річна кількість опадів 300-600 мм. Переважають літні опади. У відповідності із зволоженням території ландшафти змінюються від вологої тайги на півночі до напівпустель і навіть пустель на півдні.

Океанічний тип клімату формується під впливом інтенсивної циклонічної діяльності, тому погода надзвичайно мінлива. Температура найтеплішого місяця 8-12 °С, найхолоднішого 0-6 °С. Кількість атмосферних опадів понад 1000 мм і вони випадають досить рівномірно протягом року. Велика швидкість вітру над океанами – «ревучі сорокові широти».

Клімат західних берегів материків формується під впливом адвекції, тобто перенесення вологого океанічного повітря протягом усього року. Середня температура найтеплішого місяця 15-19 °С, найхолоднішого – трохи вище 0 °С. Річна кількість опадів близько 600 мм на рівнинах та понад 2000 мм на навітряних схилах. Спостерігається рівномірний розподіл опадів протягом року.

Клімат східних берегів має добре виражений мусонний характер. Зимовою вздовж східної периферії Азіатського антициклону холодне сибірське повітря переноситься на океан, а влітку океанічне на материк. Така ж циркуляція і на сході північної Америки. Холодні течії вздовж східних берегів знижують температуру влітку. Температура найтеплішого місяця 10-16 °С, найхолоднішого -16-20 °С. Річна кількість опадів 500-700 мм, на схилах гір до 2000 мм. Близько 70 % опадів випадають влітку. Весною і на початку літа часто спостерігаються тумани.

Субарктичний (субантарктичний) пояс. В субарктичному поясі спостерігається материковий та океанічний типи клімату, а в субантарктичному лише океанічний.

Материковий тип клімату: тут влітку переважають північні вітри, бо циклони проходять південніше, а зимою – південні. Спостерігається холодна тривала зима і відносно тепле коротке літо. Середня температура найтеплішого місяця 10-17 °С, найхолоднішого -40-50 °С. Річна амплітуда температури у північно-східній Якутії досягає максимального для земної кулі значення – 65 °С. Річна кількість опадів 200-300 мм.

Океанічний тип клімату: зимою тут панує морське арктичне повітря, влітку морське повітря помірних широт. Спостерігається інтенсивна циклонічна діяльність протягом усього року, особливо у південній півкулі. Зима відносно тепла, літо прохолодне. Температура найтеплішого місяця 4-8 °С, найхолоднішого -8-16 °С. Річна амплітуда температури не більше 20 °С. Річна кількість опадів 200-500 мм і випадають вони рівномірно. Зимовою часто бувають сильні вітри.

Арктичний (антарктичний) пояс. Протягом усього року зберігається крижаний і сніговий покрив. Середні температури зимових місяців відрізня-

ються мало і найхолоднішим місяцем може бути будь-який із них. Добовий хід температури 1-2 °С. Часто спостерігається інверсійний тип розподілу температури через вихолоджування від підстильної поверхні та низхідні рухи повітря в антициклонах.

Материковий тип клімату найкраще виражений в Антарктиді та Гренландії. Дуже важливою характеристикою клімату є сильний вітер. Середня швидкість стокових вітрів на окраїнах Антарктиди досягає 15 м/с, а в окремих випадках 90 м/с. Ширина зони стокових вітрів Антарктиди досягає 600-800 км. Середня температура найтеплішого місяця в центральних районах Антарктиди -30-35 °С, в Гренландії близько -15 °С, найхолоднішого в Антарктиді близько -70 °С, в Гренландії -55 °С. Річна кількість опадів на островах Арктики 100-200 мм, Антарктиди 60-80 мм. Крім слабких циклонічних опадів тут при низьких температурах випадають окремі кристали льоду при ясній погоді. На поверхні снігу часто бувають відклади інею. Опади та сублімація водяної пари на поверхні снігу перевищують випаровування.

Океанічний тип клімату спостерігається в Північному Льодовитому океані. Головною статтею надходження тепла в Арктиці є тепло океанічних вод, яке проникає через товщу криги і через розриви в ній. Доказом цього є те, що в Арктиці морози значно менші, ніж на материку. Середня температура найтеплішого місяця близько 0 °С. Влітку під дією сонячної радіації лід частково тане. Температура найхолоднішого місяця в центрі Арктики близько -36 °С. Тут буває щомісяця 15-20 днів з опадами. Але через малий вміст вологи в повітрі опадів усього 100-200 мм, на периферії Арктики до 300 мм.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Місто як острів тепла. Метеорологічні особливості атмосфери міста.
2. Автомобільний транспорт та його вплив на екологічний стан атмосфери міста.
3. Особливості забруднення атмосфери в різних кліматичних зонах Землі.
4. Проблема опустелювання
5. Проблема глобального потепління клімату

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттям «кліматична зона», «кліматична область», «тип клімату».
2. Що таке класифікація кліматів? Опишіть історію створення класифікації кліматів.
3. Охарактеризуйте класифікацію кліматів за В. Кеппеном. В чому полягає її цінність?
4. Надайте стислу характеристику класифікації кліматів Л.С. Берга, її принципи.
5. Охарактеризуйте клімат різних кліматичних зон за Л.С. Бергом.

6. Надайте стислу характеристику класифікації кліматів Б.П. Алісова, її принципи.
7. Охарактеризуйте клімат різних кліматичних поясів за Л.С. Алісовим.

ЛЕКЦІЯ 15. КЛІМАТ УКРАЇНИ

План

- 15.1. Клімат України як багаторічний режим погоди
 - 15.2. Основні метеорологічні елементи клімату України
 - 15.3. Несприятливі метеорологічні явища в Україні
- Завдання на самопідготовку

15.1 Клімат України як багаторічний режим погоди

Україна розміщена в основному в помірному тепловому поясі. Клімат її в цілому помірно-континентальний, лише на Південному березі Криму клімат субтропічний, середземноморського типу. В Закарпатті клімат також м'який, з теплою малосніжною зимою і дощовим літом. Загальною закономірністю клімату України є зростання його континентальності з заходу на схід і близька до широтної зональність у розподілі температури, вологості та опадів. Це пов'язано з різною віддаленістю західних і східних районів від Атлантичного океану. Основними кліматоутворюючими факторами є: 1) кількість сонячної радіації; 2) циркуляція атмосфери; 3) підстилаюча земна поверхня.

Сонячна радіація є одним з визначальних факторів клімату. *Сумарна сонячна радіація на території України за рік* становить від 398-406 Дж/см² у північних і північно-східних районах до 560-561 Дж/см² на Південному березі Криму. Більша частина сонячної радіації припадає на теплий період року, особливо на травень-вересень. На півночі України 4/5 сонячній радіації йде на випаровування води, а 1/5 – безпосередньо на нагрівання повітря. На півдні країни витрати сонячного тепла розподіляються рівномірно на випаровування і нагрівання повітря.

На формування клімату України роблять вплив помірні, арктичні і тропічні повітряні маси. *Пануючими повітряними масами* в Україні є помірні континентальні повітряні маси, вони і формують на значній території країни помірно-континентальний тип клімату. Лише на Південному березі Криму сформований субтропічний тип клімату. В Україні влітку і взимку переважає широтний (захід-схід) рух повітря, а навесні і восени – меридіональний (північ-південь) рух повітря.

Підстилаюча земна поверхня впливає на розподіл сонячної радіації, рух повітряних мас. Рівнинний рельєф більшої частини України обумовлює збільшення показників сонячної радіації і середньої температури з півночі на південь; не перешкоджає проникненню повітряних мас з різних сторін. Карпатські і Кримські гори перешкоджають проникненню холодних повітряних мас. В горах збільшується кількість опадів і знижується температура повітря. На клімат України великий вплив надають повітряні маси з північної частини Атлантичного океану, у меншій мірі – збоку Північного Льодовитого океану. На мікроклімат території роблять вплив річкова сітка, ґрунтово-рослинний покрив, забудова і т. д.

Для території України в цілому характерний антициклональний стан атмосфери: днів з антициклонами більше (235), ніж з циклонами (130), що пояснюється меншою рухливістю антициклонів. Протягом року над територією України проходить близько 45 циклонів і 35 антициклонів. У цілому над нею переважає перенесення повітряних мас із заходу на схід. У холодну пору року це відносно теплі маси, в теплу – прохолодні. Кількість атмосферних опадів зменшується із заходу на південь, від 600-700 мм до 300 мм. Щонайбільша кількість опадів випадає в горах: в Карпатах 1600 мм і більш, в Кримських горах до 1200 мм. Для рівнинної частини країни і Карпат характерний літній максимум опадів, для Кримських гір – зимний максимум. Важливим показником, що характеризує умови збільшення рослинності, є коефіцієнт зволоження. Він визначається як відношення кількості опадів за рік до випаровуваності – кількості вологи, яка може випаруватися. Чим більше територія одержує опадів, тим більше випаровувань. Якщо коефіцієнт зволоження більше 1, то територія вважається надмірно зволоженою. В Україні надмірне зволоження характерне для Карпат, західної і північної частин. На крайньому півдні коефіцієнт зволоження 0,3 (недостатнє).

Сніговий покрив відбиває до 94 % сонячної радіації, внаслідок чого взимку поверхня України ще більше охолоджується. Трава відбиває 26 % сонячної радіації.

Значний вплив на клімат узбережної частини країни мають Чорне та Азовське моря. Вони викликають підвищення вологи в повітрі, зменшують коливання температури, знижують спеку влітку і морози взимку.

На формування місцевого клімату впливає також і господарська діяльність людини. Так, завдяки заводам, фабрикам, житловим будинкам, асфальтовим дорогам і площам температура повітря в містах вища, ніж у сільській місцевості.

В Україні виділяють чотири кліматичні сезони:

Зима – кліматичний сезон з середньодобовою температурою повітря нижче 0 °С. Зима триває від 140 днів на північному сході до 60 днів на півдні і південному заході. Зима помірно м'яка на заході, на півдні – м'яка; на сході і північному сході – прохолодна.

Весна – сезон з середньодобовою температурою від 0° до +15 °С. Продовжуються 100 днів в Карпатах, до 50 днів на сході. Для весни характерна нестійка погода.

Літо – сезон з середньою температурою повітря більш +15 °С. Продовжується від 140 днів на побережжі морів – до 95-100 днів на півночі і заході України, де воно прохолодніше. На початок року на рівнинній частині України і в Карпатах доводиться максимум річних опадів, друга половина року жарка і суха.

Осінь – сезон з середньою температурою повітря від +15° до 0 °С. Погода, як і навесні, нестійка. Осінь продовжується від 65 днів на сході до 100 днів в Карпатах і на Південному березі Криму.

15.2 Основні метеорологічні елементи клімату України

Температура повітря в Україні змінюється залежно від надходження сонячної радіації. Середня річна температура на території нашої країни на півночі становить $+6... +7^{\circ}$ і на півдні $+12... +13^{\circ}\text{C}$. Найхолоднішою є північно-східна частина України, а найтеплішою – південно-західна і Південний берег Криму. Найхолодніший місяць – січень, найтепліший – липень. У західній частині України тепловий вплив повітряних мас, що формуються над Атлантичним океаном і Західною Європою, більший, ніж на східній. Найвищу температуру зафіксовано на південному сході країни, в районі басейну Сіверського Діня (+41°C). Зима в Україні не дуже сувора (якщо не брати до уваги окремих років), часто бувають відлиги. Вона триває не більше 4 місяців, у Закарпатті (на низовині), на південному заході і на півдні республіки – до 3 місяців і менше, а на Південному березі Криму ще менше. У липні найвища температура спостерігається у південно-східній частині країни, найнижча у північно-західній. Найбільші коливання температури відзначають узимку, коли сильні морози змінюються відлигою. Морози закінчуються у березні, хоч останні приморозки бувають ще й у травні. Перші осінні приморозки настають на початку жовтня. Проте часто буває винятково тепле літо і досить сувора зима. В цілому температурні умови України сприятливі для одержання високих урожаїв різних сільськогосподарських культур. Враховуючи рівень сонячної радіації, від якої насамперед залежать температурні умови, в різних зонах країни слід по-різному озеленювати ділянки. Так, у Поліссі і лісостеповій зоні дерева висаджують на відстані 10 м, а кущі – 5 м від приміщення дошкільного закладу. В степовій зоні дерева висаджують на відстані 5 м, кущі – 1 м з тим, щоб приміщення літньої пори не перегрівалося. На Південному березі Криму на ділянках дошкільних закладів можна вирощувати менш морозостійкі рослини.

Вітровий режим. Напрямок та швидкість вітрів залежать від сезонного розподілу багаторічних систем і їх взаємодії. Протягом більшої частини року (вересень – квітень) в Україні дмуть головним чином західні, південно-західні та північно-західні вітри. Лише в східних районах та Криму переважають вітри східних або північно-східних напрямків. Влітку напрями вітрів нестійкі. Значну роль в цей час відіграють вітри західного, а в деяких районах – північного напрямку. В Україні спостерігаються місцеві вітри. На узбережжях Чорного та Азовського морів улітку формуються бризи, що вдень дмуть з моря, вночі з суходолу. В гірських районах формуються фени, що вдень дмуть з долини в гору, а вночі з гір в долину. Максимальна швидкість вітру для більшої частини території України буває взимку, мінімальна – влітку. Найбільша швидкість вітру спостерігається в Карпатах та Кримських горах (до 35-50 м). Найменша у північних та північно-західних районах України (в середньому 3,5 м/с). Напрямок та швидкість вітрів слід враховувати під час озеленення ділянки, загущуючи зелені насадження з боку сильних пануючих взимку вітрів і створюючи таким чином більш сприятливі умови для проведення прогулянок у холодну пору року. На території країни використовується енергія вітру.

В тих місцевостях, де є вітряні двигуни, що починають працювати вже при швидкості вітру 3-4 м/с.

Опади розподіляються на території України нерівномірно. Кількість їх змінюється залежно від пори року, рельєфу, географічного положення місцевості та інших факторів. Найбільше опадів випадає у гірських районах Карпат (в окремих районах понад 1500 мм), найменше – на узбережжях Чорного та Азовського морів (~300-350 мм). Пересічна кількість опадів у Поліссі становить 550-700, у Лісостепу – 600-450 мм/рік. У Поліссі та Лісостепу спостерігається поступове зменшення кількості опадів у напрямі з заходу на схід. У степовій зоні в північних районах випадає 450-475, а найменше (300-350 мм/рік) у південних низовинних районах морського узбережжя. У степовій частині Криму кількість опадів зростає у напрямі на південь до Кримських гір (до 470-500 мм/рік). У Кримських горах випадає понад 1000, на Південному березі Криму – 550-600 мм/рік. У теплу пору року опадів випадає у 2-3 рази більше, ніж в холодну. Винятком є Південний берег Криму, де найбільша кількість опадів припадає на холодну пору року.

Для України характерні значні коливання кількості опадів у різних районах у різні роки. Найбільша сума опадів у Карпатах – 2200, а найменша – 800 мм/рік. Кількість днів з опадами в Карпатах та Кримських горах досягає 180, у Поліссі та на півночі Лісостепу – 190, на півдні Лісостепу – 120-140, у південному степу – 100-120, на морських узбережжях – 100 мм/рік. Опади перебувають у прямій залежності з хмарністю.

Атмосферні опади, випадають з шарувато-дощових хмар; зливами, зі швидкою зміною їхньої інтенсивності і нетривалістю. Вони випадають з купчасто-шаруватих хмар у вигляді дощу, снігу, іноді дощу з градом. Мжичка випадає з шаруватих хмар, краплі її дуже дрібні. Сніговий покрив у Поліссі та Лісостепу утворюється у середині листопада, у степовій зоні – на початку грудня, у Кримських горах – наприкінці листопада на початку грудня, у Карпатах – ще раніше. Від снігу степова зона звільняється наприкінці лютого – на початку березня, лісостепова зона та Полісся – у другій половині березня. Максимальної висоти сніговий покрив досягає у лютому, зокрема, у зоні мішаних лісів – 20-30 см; у степовій – 5-10 см; у Карпатах – 70-80 см; у Кримських горах – близько 40 см. Сніговий покрив має велике значення як джерело вологи та для захисту озимих культур від вимерзання, тому на сільськогосподарських угіддях за допомогою спеціальних заходів (снігозатримання, лісових смуг) створюють додаткові запаси снігу.

15.3 Несприятливі метеорологічні явища в Україні

Грози в Україні спостерігаються переважно з квітня по вересень, на узбережжях морів – у жовтні, листопаді, зимою грози бувають дуже рідко. Середня кількість гроз на рік 25-30, у південних районах кількість їх зменшується до 15-20, а у гірських районах зростає до 30-40. Інтенсивні і тривалі грози найчастіше спостерігаються під час проходження атмосферних фронтів. Най-

більша кількість днів з грозами спостерігається влітку, коли найбільше прогрівається підстилаюча поверхня, внаслідок чого створюються найсприятливіші умови для формування грозових хмар. Грози найчастіше відбуваються після полудня (з 15 год.), середня тривалість їх 2 год. У більшості випадків вони супроводжуються зливами, інколи градом

Град в Україні у середньому на рік буває 1-2 дні, у горах 4-6 днів, у степових районах його часто не буває зовсім. Найчастіше він випадає у травні – червні. Випадання граду, як правило, супроводжується значним зниженням температури повітря (на 6-8 °С). Град завдає значної шкоди сільському господарству (формується у потужних хмарах вертикального розвитку, де градина переміщується у висхідних течіях повітря, доки не подолає силу опору і не впаде на землю).

Тумани в Україні найчастіше бувають у холодний період року (особливо в грудні – лютому). Утворення туману взимку зумовлюється охолодженням теплого вологого повітря, що надходить з Атлантичного океану та Чорного моря, значний вплив мають також місцеві умови – рельєф, температура і вологість повітря. Протягом року найбільша кількість днів з туманами характерна для Карпат і Кримських гір (понад 120 днів), а також для території, що простяглася широкою смугою від Донецького кряжа на захід через усю Україну; найменше туманів буває на узбережжі Чорного моря, особливо у Криму (15-30 днів).

Приморозки в Україні спостерігаються навесні і восени, коли вторгнення холодних мас повітря та охолодження земної поверхні викликають зниження температури повітря до 0 °С вночі. На півночі та в гірських районах країни вони спостерігаються до кінця травня і пізніше, на Півдні – до середини квітня. На Південному березі Криму з кінця березня температура повітря майже не буває нижчою за 0 °С. Перші осінні приморозки у долинах Карпат та на півночі настають переважно у другій половині вересня, на півдні – у середині жовтня, на узбережжях морів – наприкінці жовтня – на початку листопада. Приморозки завдають значної шкоди сільському господарству, особливо навесні, в період вегетації рослин. Для запобігання та зменшення інтенсивності застосовують полив ґрунту, димові завіси, різноманітні укриття.

Ожеледиця утворюється у холодний період року при температурі нижче 0...-3 °С. Найчастіше вона буває на Донецькому кряжі, Приазовській височині (на рік приблизно 30 днів), а також у Карпатах та Кримських горах. Загальна тривалість ожеледиці коливається від 15 хв. до 15 діб, середня – близько 12 годин. Середня товщина намерзлого льоду 7-11 мм, максимальна до 300 мм (на височинах) та 200 мм (у горах). Утворення шару льоду понад 20 мм, особливо під час сильного вітру, завдає значної шкоди господарству.

Хуртовини в Україні найчастіше спостерігаються у січні – лютому. Річна кількість днів з хуртовинами зменшується від 20-25 днів на північному сході країни до 3-5 днів на південному заході. На Донецькому кряжі 25-29 днів з хуртовинами, у Кримських горах – близько 35 днів. У Закарпатті та на Південному березі Криму в окремі зими хуртовин не буває.

Суховії в Україні спостерігаються у квітні – вересні, з максимумом у серпні. Виникають при підвищенні температури повітря понад +25 °С, зниженні відносної вологості до 30% і швидкості вітру понад 5 м/с. На території країни є два осередки з великою кількістю суховіїв: на півдні (Миколаївська, Дніпропетровська, Запорізька й Херсонська області та степові райони Криму) і на сході (Луганська, Донецька області). Середня кількість днів з суховіями в цих районах становить 25-30, в окремі роки 50-60.

Пилові, або чорні, бурі виникають під час посушливої погоди й сильних вітрів внаслідок розвіювання сухого шару ґрунту. В Україні пилові бурі бувають переважно у березні-вересні, взимку лише 1-2 рази на десятиріччя. Найчастіше пилові бурі спостерігаються у степовій зоні – в середньому 3-8 днів на рік, у районі Херсона-Дніпропетровська-Мелітополя до 9-12 днів. На північному заході країни вони бувають рідко. Тривалість пилових бурь коливається від чверті години до кількох діб. Пилові бурі виникають найчастіше влітку, але найбільшої шкоди посівам вони завдають навесні.

Посухи (весняні, літні, осінні) зумовлюються тривалою нестачею опадів під час підвищення температури повітря у теплий період року. Весняні посухи спостерігаються у квітні – червні найчастіше на півдні Херсонської області; літні посухи – (у липні-серпні) переважно в прибережних районах та на півночі Криму. Осінні посухи (у вересні-жовтні) найхарактерніші для південних районів Одеської, Миколаївської, Херсонської та Запорізької областей. В Україні посухи повторюються кожні 2-3 роки, завдаючи значної шкоди сільському господарству, особливо навесні в період інтенсивної вегетації рослин.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Масштаби збитків від несприятливих метеорологічних явищ в Україні.
2. Агрокліматичні ресурси України.
3. Енергетичні ресурси клімату України.
4. Рекреаційні і оздоровчі ресурси клімату України.
5. Мікроклімат як сукупність місцевих особливостей клімату. Методи дослідження мікроклімату. Показники мікроклімату.

Питання для самоконтролю

1. Охарактеризуйте клімат України як багаторічний режим погоди.
2. Які основні фактори впливають на формування клімату України?
3. Чому дорівнює сумарна сонячна радіація на території України?
4. Які повітряні маси переважно формують клімат України?
5. Охарактеризуйте режим опадів в різних регіонах України.
6. Опишіть температурний режим атмосфери України в різні пори року, від чого він залежить і на що впливає.
7. Опишіть вітровий режим атмосфери України. Які регіони характеризуються наявністю місцевих вітрів?

8. Які несприятливі метеорологічні явища можуть виникати на території України? Дайте їх стислу характеристику.

9. Наведіть статистичні дані щодо частоти виникнення несприятливих метеорологічних явищ на території України.

ЛЕКЦІЯ 16. ЗМІНИ І КОЛИВАННЯ КЛІМАТУ

План

- 16.1. Поняття про зміни та коливання клімату
- 16.2. Ознаки різних типів клімату минулого
- 16.3. Про зміни клімату в геологічному минулому
- 16.4. Про коливання клімату в історичний час
- 16.5. Сучасні коливання клімату
- 16.6. Гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі
- 16.7. Вплив людини на клімат

Завдання на самопідготовку

16.1 Поняття про зміни та коливання клімату

Природні умови земної кулі постійно змінюються. Змінюється і клімат, який є одним із головних елементів географічного середовища. Всі елементи географічного середовища взаємозалежні. Найважливішими географічними чинниками, які впливають на клімат є розподіл суходолу й водної поверхні, рельєф, сніговий, крижаний, ґрунтовий, рослинний покрив. У свою чергу клімат безпосередньо визначає особливості ґрунтового, рослинного, снігового, крижаного покривів.

Питання про зміни та коливання клімату має велике теоретичне і практичне значення для розуміння особливостей розвитку клімату у минулому та прогнозу його у майбутньому.

Спочатку уточнимо суть поняття «зміни» та «коливання» клімату. Метеорологічний режим будь-якої місцевості із року в рік змінюється. Наприклад, на півдні Європи зима досить тепла, але в окремі роки бувають великі морози. З літописів відомо, що зимою 401, 801, 1011, 1620 років замерзало Чорне море, а в 859 р. замерзало Адріатичне море, в 1011 р. замерзало пониззя Нілу, в 1323 р. повністю замерзало Балтійське море. Найближчими до нас суворими зимами були 1953-54 рр., коли на території усієї Європи з листопада до квітня утримувались сильні морози, у Криму висота снігового покриву перевищувала 30 см, замерзала північна частина Чорного моря і повністю Азовське море. Зимою 1962-63 рр. замерзли річки Франції, канали Венеції. Велика мінливість температури спостерігається і у помірних широтах. Так, середня багаторічна температура січня у Києві $-6,0^{\circ}\text{C}$, але середня температура січня у Києві в 1942 р. становила $-15,0^{\circ}\text{C}$, а в 1989 р. $+0,5^{\circ}\text{C}$. Великі коливання характерні не лише для температури, а й для опадів, з чим пов'язані чергування сухих та вологих років.

Ці факти нас вражають, але вони не мають ніякого відношення до змін та коливання клімату. Це просто *коливання метеорологічного режиму місцевості*. Ці факти не показують тенденцію розвитку клімату.

Під **змінною клімату** Землі або окремих її регіонів розуміють направлену прогресивну зміну, коли протягом тривалого часу відбувається закономірна зміна метеорологічного режиму, наприклад тривале поступове підвищення

чи зниження температури під впливом зміни зовнішніх чи внутрішніх чинників формування клімату. Це поняття вживають тоді, коли мова йде про великі проміжки часу порядку геологічних епох. Зміни клімату можуть бути як природні, так і антропогенні, або техногенні, тобто пов'язані з господарською діяльністю людини.

Коливання клімату – це періодичні або ритмічні зміни клімату, за яких значення метеорологічних величин поступово і плавно змінюються між мінімумом та максимумом. Бувають *вікові коливання клімату*, коли метеорологічні величини змінюються протягом кількох сотень років, що мають характер поступового збільшення та зменшення їх значення. Бувають і *внутрішньовікові коливання* – це коливання метеорологічних величин, що відбуваються у межах століття. Виділяють періодичні коливання клімату, що повторюються через рівні проміжки часу.

Оскільки інструментальні метеорологічні спостереження проводять лише з 18 ст., то їх можна використати лише для виявлення коливання клімату у наш час. Для реконструкції клімату геологічного минулого і навіть значної частини історичного минулого Землі, використовують непрямі ознаки кліматів. Вони зберігаються в шарах Землі. Це різні типи вивітрювання і накопичення осадових порід, показники гідрологічних та інших природних процесів, викопні рештки тварин та рослин.

16.2 Ознаки різних типів клімату минулого

Ознаки теплового клімату

Це потужні відклади солі. Для утворення відкладів солі необхідне інтенсивне випаровування. Інтенсивне утворення відкладів солі зараз відбувається в аридних зонах з високою температурою, де випаровуваність у 2,5-3 рази перевищує кількість опадів. Отже, потужні відклади солі у Білоруському Поліссі чи на Уралі свідчать про те, що в минулі геологічні епохи там був теплий сухий клімат.

Відклади каоліну і особливо бокситів – ознака не лише спекотного, але й вологого клімату. Це продукти хімічного вивітрювання алюмосилікатів. Зараз найбільше хімічне вивітрювання спостерігається в умовах спекотного вологого клімату.

Важливою ознакою теплового клімату є потужні товщі морських вапняків – кальциту та доломіту. Справа в тому, що у теплих водах Світового океану малий вміст вуглекислого газу, тому вода насичується вапном і вуглекислий кальцій випадає в осад. У холодній воді великий вміст CO₂, тому карбонати кальцію розчиняються і відкладів немає. Про це ж саме свідчать і відклади фосфоритів.

Дуже важливою ознакою теплового клімату є коралові рифи. Зараз колонії коралів існують лише в теплих мілководних морях з температурою води 21-22 °С від 30° пн. ш. до 30° пд. ш. Але викопні коралові рифи знайдено в Англії, Скандинавії та в інших високих широтах. Зрозуміло, що колонії коралів не могли тут існувати за умов нинішнього клімату.

Надійною ознакою теплого клімату є викопна флора і фауна. Це перш за все багатство видів і великі розміри дерев, плодів і листя. В тропічних широтах Південної Америки зараз нараховується близько 40 тисяч видів рослин, у Середній Європі 1100 видів, на півночі Євразії лише 250-350 видів. Найхарактернішим представником тропічного лісу є пальма. Межі її природного розповсюдження співпадають з ізотермою 20 °С. Викопні залишки деревини, листків та плодів пальми зустрічаються у шарах вугілля на півдні Франції, в Середній Європі у тому числі і в Україні.

Про це ж саме свідчить і різноманітність видового складу фауни. В індонезійських морях відомо близько 40 тис. видів морських тварин, у Середземному морі їх уже близько 8 тисяч, а в північних морях лише 1200-1400 видів.

Ознаки холодного клімату

У холодному кліматі переважає фізичне вивітрювання. Це руйнування гірських порід під дією коливання температури, особливо при замерзанні води в тріщинах. Тому у відкладах холодного клімату є велика кількість уламкового матеріалу.

Важливим доказом холодного клімату є зледеніння. Це пов'язані з ним характерні відклади та своєрідні форми ландшафту. При таненні льодовиків утворились характерні відклади без шаруватості, хаотичне включення валунів. Особливо характерними є морени. Зараз викопні морени знайдено в багатьох помірних і навіть у тропічних широтах. Це свідчення холодного клімату цих місць у минулому.

Про зміну льодовикових та міжльодовикових епох свідчать розташування морських терас та висоти снігової лінії. Але ці свідчення ускладнюються наявністю тектонічних рухів земної кори.

На суворість клімату може вказувати викопна флора і фауна. Тут бідний видовий склад рослин. В районах з холодною зимою та прохолодним літом ростуть лише повзуча верба, карликова береза, мох тощо. Південна межа тундри зараз добре співпадає з ізотермою найтеплішого місяця 100 С. Отже викопні високостовбурні дерева в тундрі свідчать про те, що у відповідну епоху тут була вища температура.

Показником клімату є річні кільця дерев, вони характерні для помірної зони з перервою в рості на зиму і для місць з добре вираженим сухим періодом (савана). В теплому і вологому кліматі річних кілець немає оскільки дерева ростуть безперервно. Малопомітні річні кільця на північній межі поширенні лісу, оскільки щорічний приріст деревини дуже малий.

Ознаки сухого клімату

Це все ті ж відклади солей. На земній кулі виділяють два пояси відкладів солі – на північ та на південь від екватора і вони співпадають з положенням аридних областей. Особливо багато солей відкладається на мілководді, наприклад, Каспійське, Аральське, Мертве моря та Сиваш.

Вчені виявили, що сольові пояси змінювали своє положення від однієї геологічної епохи до іншої. У ранньому палеозої відклади солі утворювались у сучасних високих широтах північної півкулі, у пермський період уже у се-

редніх широтах, а в кінці юрського періоду – соляний пояс наблизився до сучасного.

В сухому кліматі переважає фізичне вивітрювання. Під дією температури виникають тріщини в гірських породах, вони руйнуються, а вітер подрібнює уламки і перетворює їх у пісок, переносить та відкладає у вигляді дюн. Геоморфологічними формами пустель є останці з твердих порід.

У сухому кліматі мало видів рослин і вони мають характерні ознаки. У сучасній Сахарі всього близько 300 видів рослин, як і в субарктичному кліматі. Це ксерофіти з малою поверхнею листя, волохаті, що зменшує транспірацію. В пустелях особливо бідна і фауна.

Ознаки вологого клімату

У вологому кліматі спостерігається інтенсивне хімічне вивітрювання. Продуктами хімічного вивітрювання є каолін, залізни, марганцеві та бокситові руди. Це продукти вологого і досить теплого клімату.

Показовими продуктами вологого клімату є відклади торфу і кам'яного вугілля. Сучасні торф'яні болота в північній півкулі зустрічаються північніше 40° пн. ш. у районах з надмірним зволоженням.

Дерев'яниста рослинність добре розвивається також у районах значного зволоження. Зараз деревовидні папороті добре ростуть у Новій Зеландії де місячна температура 15-18 °С, а опадів 1000-3000 мм. Отже накопичення залишків рослинності у зниженнях рельєфу, з яких утворилось кам'яне вугілля, відбулося в умовах вологого клімату.

Про досить вологий клімат у минулому свідчать розвинена річкова сітка в сучасних пустелях, заглибини з терасами, тобто сліди давніх озер. Раніше в Сахарі були численні повноводні річки, більші ніж Рейн чи Луара, в басейні яких зараз випадає 800-1000 мм опадів. За свідченням геологів понад 600 тис. років тому Сахара була квітучим родючим краєм.

16.3 Про зміни клімату в геологічному минулому

Про деякі загальні риси клімату минулого упевнено можна говорити лише протягом кайнозойської ери. В третинному періоді клімат був досить теплим, особливо в палеоцені та еоцені. Тоді на території Шпіцбергена зростали болотний кипарис, секвоя, магнолія, у північній Гренландії ще й платан, каштан, виноград. На півночі Якутії та Новосибірських островах росли тополі і секвоя, сосна тощо. На території південної Європи, в тому числі і в Україні, були тропічні і субтропічні рослини.

Загальне похолодання клімату почалось в пізньопліоценовий час – близько 700 тис. років тому. У Північній Америці материкове зледеніння доходило до 40° пн. ш., а в Європі до 50°. В результаті зниження температури рослинність помірних широт повністю витіснила тропічні рослини. Досить низька літня температура сприяла накопиченню криги.

Під час максимуму плейстоценового зледеніння (230-187 тис. років тому – дніпровське зледеніння) площа континентального льоду досягала 45 млн

км². Кригою було вкрито 25 % площі Євразії та 60 % Північної Америки. Протягом вюрмської льодовикової епохи, що розпочалась 75 тисяч років тому (валдайське зледеніння), було три етапи сильного зледеніння. Останній із них був у період 22-14 тис. років тому. 10 тисяч років тому в Європі крижаний покрив був на Скандинавському півострові і зник він 8-9 тисяч років тому, а в Північній Америці зник близько 6 тисяч років тому.

В кінці льодовикової епохи і на початку голоцену льодовикові щити покривали Канаду та Скандинавію. У цей час температура повітря була нижчою за сучасну на 5-7 °С. Після танення льодовиків 5-8 тис. років тому настав найтепліший в історії голоцену період, що одержав назву кліматичного оптимуму. Він був теплішим і вологішим, ніж тепер. Навіть у центрі Сахари річна кількість опадів тоді складала 250-400 мм. Зараз у багатьох місцях Сахари опади в середньому становлять кілька міліметрів щороку.

Кліматичний оптимум поділяється на бореальний (близько 8 тис. років тому) та атлантичний (близько 5 тис. років тому). У бореальний період на півночі Європи й у Сибіру було на 1-3 °С холодніше, а опадів на 100-150 мм більше, ніж тепер. Протягом атлантичного періоду було потепління клімату на всій території регіону як взимку, так і влітку. Січніві температури були на 2-4 °С вищі, а липневі на 1-3 °С. Опадів було на 100 мм більше, ніж зараз.

Після кліматичного оптимуму в цьому регіоні і в Європі настало загальне зниження температури. За останні 4 тис. років можна виділити чотири періоди, протягом яких клімат Європи був холоднішим і вологішим, ніж тепер. Початок таких періодів припадає на 3680, 3100, 2600 та 2000 рр. до н. е.

Слід відмітити, що не всі дослідники однаково трактують особливості клімату протягом цього часу.

16.4 Про коливання клімату в історичний час

Історичний час охоплює всього кілька останніх тисяч років. Тому направлені зміни, якщо вони і є, ще себе не проявили. Коливання клімату виявлені дослідженнями вчених різних спеціальностей мають різну тривалість. Вони підтверджуються зміною рівнів озер, водністю річок, зміною площі льодовиків, розширенням чи скороченням торф'яників, зміною річних кілець росту дерев. Для відтворення клімату історичного часу використовуються також народні перекази, матеріали літописів. Усе це дозволяє встановити такі загальні риси коливання клімату останніх тисячоліть. Не всі вони загальновизнані.

У другій половині першого тисячоліття до нової ери клімат був порівняно холодний і вологий. В Англії, Швеції та інших країнах опадів було у 1,5 рази більше, ніж зараз. Це викликало швидке зростання торф'яників, підвищення рівня озер. Зокрема рівень Боденського озера піднявся більше ніж на 9 м. Іноді цей період називають першим малим льодовиковим періодом історичного часу.

У перші століття нової ери температура й опади були близькими до сучасних. З IV-V ст. і до VII ст. клімат у Європі був теплішим і відносно сухим.

З VIII ст. до XII ст. був теплий і вологий клімат. Саме цей період більшість вчених вважають малим кліматичний оптимумом історичного часу.

У цей час нормани на своїх легких суднах багато разів влітку досягали Гренландії, близько 900 року вони досягали Ньюфаундленда, а згодом і Північної Америки, де заснували кілька поселень. У Девісовій протоці влітку вони не зустрічали льоду. Недаром Ерик Рудий назвав Гренландію «зеленою землею», оскільки вона була без льоду, влітку ґрунт танув на значну глибину і були навіть дерева. Перші норвезькі колоністи займались тут тваринництвом.

Клімат о. Ісландії був також сприятливим. Значні площі острова, які зараз вкриті кригою, в X ст. використовувались у сільському господарстві. Відомий дослідник клімату минулого Петерсен вважає, що навіть у Північному Льодовитому океані з VII до XII ст. лід влітку танув.

Починаючи з XIII ст. температура знижується. Морські шляхи на півночі Атлантики заповнюються плаваючою кригою і їх забувають. Норвезькі колонії на Гренландії в кінці XIV на початку XV ст. були вкриті сніговим панцирем. У XV ст. навіть у північній Норвегії не можна було займатись землеробством, збільшились площі криги в Ісландії, загинули виноградники в Англії, погіршились умови для виноградарства навіть у Франції. Цей відрізок часу історичного періоду вчені називали другим малим льодовиковим періодом.

Важливо відмітити, що протягом цього періоду збільшилась мінливість погоди, збільшилась кількість контрастних років, тобто було багато років з дуже суворими зимами, сильними грозами, почастишали посухи й одночасно стало більше років з великою кількістю опадів. Тепер підтверджено таку поведінку природи і при значному підвищенні температури.

Після невеликого підвищення, відносно невисока температура залишалась аж до середини XIX ст. Усе ж таки під час цього підвищення температури в XVII ст. крижаний покрив Гренландії відкрив городища та могильники перших поселенців. Отже, є багато доказів того, що протягом історичного періоду відбувались значні коливання клімату, особливо у високих широтах. У зв'язку з цим появилось бажання виявити періоди та ритми такого коливання. Серед перших дослідників періодичності коливання клімату слід згадати Е.А. Брікнера. Уже в 1890 р. він зробив висновок про існування 35-річного циклу в режимі температури, тиску та опадів. Але це лише середня тривалість періодів коливання, а в окремих випадках вона змінюється від 20 до 50 років. Амплітуда коливання температури за його дослідженнями становить 0,8 °C. Пізніше ці цикли підтвердили інші дослідники. Крім того, О.В. Шнітніков виявив 1850 річні цикли, які не були суцільними, а розпадались на 360-, 180-, 90-річні періоди. Усі ці цикли не регулярні, їх тривалість може різко змінюватись, може змінюватись їхня амплітуда.

16.5 Сучасні коливання клімату

Сучасні коливання клімату можна виявити на основі інструментальних спостережень, які в достатній кількості є з кінця 19 ст. Основні риси сучасної зміни температури мають такий характер.

В кінці 19 ст. середня температура північної півкулі була на $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ нижчою від середньої багаторічної. З цього часу вона почала підвищуватись, причому потепління прискорилось в десятих роках 20 ст. і на початку двадцятих років температура стала вищою за середню багаторічну. В тридцятих роках потепління досягло максимуму, температура на $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ перевищила середню багаторічну. Отже з кінця 19 ст. до 30-х років 20 ст. середня температура північної півкулі підвищилась на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Найбільше потепління відбулося у високих широтах зимою.

Після деякої стабілізації коливання температури продовжились. В 40-х роках 20 ст. знову почалося зниження температури, яке продовжувалось до 60-х років. В середині 60-х років середня температура північної півкулі була вже на $0,1\text{--}0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ нижчою за середню багаторічну. З кінця 60-х років температура знову підвищується, причому потепління посилилось протягом останніх 10 років.

Отже, циклічні коливання температури повітря проявляються і протягом останніх 100 років. Враховуючи середню тривалість цих циклів 35 років та можливу їх тривалість від 20 до 50 років, слід очікувати, що останнє потепління клімату протягом найближчих 5-15 років може змінитись похолоданням.

16.6 Гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі

Для пояснення причин зміни клімату Землі у минулому було запропоновано багато гіпотез. Їх можна поділити на три групи – це астрономічні, фізичні та геолого-географічні гіпотези.

Астрономічні гіпотези

Земля обертається навколо Сонця за витягнутою еліптичною орбітою. В одному із фокусів орбіти міститься Сонце. Орбіту Землі в основному визначає Сонце, але на неї впливають і планети сонячної системи. Оскільки маси планет значно менші від маси Сонця, то їхній вплив проявляється лише у вигляді малих збурень елементів земної орбіти. Це проявляється у коливанні витягнутості земної орбіти або ексцентриситету. Час зміни ексцентриситету становить 100 тис років. Зміни ексцентриситету неперіодичні: він змінюється від 0,0007 до 0,0658. Зараз він становить 0,0167 і продовжує зменшуватись. Його мінімальне значення настане через 25 тис. років. Можливі періоди зміни ексцентриситету і до 400 тис. років.

Обчислення показує, що при малому ексцентриситеті і в перигелії і в афелії різниця надходження тепла на Землю незначна. При великому ексцентриситеті в перигелії на Землю надходить сонячної енергії на чверть більше, ніж в афелії.

Крім зміни ексцентриситету збурююча дія планет сонячної системи проявляється і в іншому. Відомо, що зміна пір року визначається нахилом осі обертання Землі до екліптики. Зараз кут нахилу між площиною екватора та площиною екліптики становить $23^{\circ}26'30''$, а протягом 41 тисяч років він змінюється від 22° до $24^{\circ}30'$. Це значить, що широти тропіків та полярних кіл коливаються у межах $2,5^{\circ}$.

Дуже суттєвим проявом гравітаційних збурень є зміни орієнтації земної осі в просторі або прецесія земної осі відносно перпендикуляру до екліптики. Період прецесії становить 26 тис. років. Прецесія земної осі призводить до взаємної зміни положення точок зимового і літнього сонцестояння відносно перигелію орбіти.

При малому ексцентриситеті положення точок літнього та зимового сонцестояння відносно перигелію орбіти не призводить до суттєвих змін кількості тепла, яке надходить на Землю протягом зими та літа. При великих ексцентриситетах Земля швидко проходить частину орбіти біля перигелію, де найбільша кількість сонячної радіації. Решту витягнутої орбіти через точку весняного рівнодення до афелію Земля проходить повільно, довго перебуває далеко від Сонця. Якщо в цей час перигелій і точка зимового сонцестояння співпадає, то в північній півкулі буде спостерігатись коротка тепла зима та довге прохолодне літо, а в південній півкулі – коротке тепле літо і довга холодна зима. Якщо з перигелієм буде співпадати точка літнього сонцестояння, то в північній півкулі буде спостерігатись тепле коротке літо і довга холодна зима, а в південній коротка тепла зима і довге прохолодне літо.

Тривале прохолодне і вологе літо сприяє накопиченню криги у тій півкулі, де зосереджена основна частина суходолу. Отже, зміна надходження тепла на Землю через малі гравітаційні збурення земної орбіти може суттєво впливати на клімат.

Фізичні гіпотези

Представники цих гіпотез пояснюють зміну клімату Землі у минулому зміною кількості та спектрального складу сонячної радіації, яка надходить на Землю. Такі зміни можливі як в наслідок зміни фізичного стану Сонця, так і зміни оптичних властивостей атмосфери.

Ще в 19 ст. зміни клімату пояснювали зміною вмісту в атмосфері вуглекислого газу. Розрахунки показують, що якби не було в атмосфері вуглекислого газу, то середня температура повітря на Землі була б -7°C , тобто на 21° нижчою, ніж зараз. Подвоєння вмісту CO_2 могло б підвищити середню річну температуру до 18°C .

Отже, теплі періоди в історії Землі пояснювали великим вмістом CO_2 в атмосфері, а холодні – малим. Але чергування льодовикових і міжльодовикових епох під час четвертинного зледеніння пояснити важко, оскільки невідомі причини можливої зміни вмісту CO_2 в атмосфері.

Крім того, клімат може змінюватись в результаті зміни прозорості атмосфери. При забрудненні атмосфери вулканічним пилом і попелом збільшується альbedo Землі як планети. Внаслідок цього до Землі надходить менше

сонячної радіації і її температура знижується. Так, вулкан Кракатау (Індонезія) в 1883 р. викинув в атмосферу $\sim 18 \text{ км}^3$ пилу та попелу, а вулкан Катмаї (Аляска) в 1912 р. – близько 21 км^3 . Дрібний пил та попіл може зберігатись в атмосфері протягом кількох років.

Після виверження вулкану Катмаї інтенсивність сонячної радіації в Алжирі зменшилась на 20 %. У цей же час коефіцієнт прозорості атмосфери в Ленінградській області зменшився до 0,588, а в серпні навіть до 0,560 замість нормального його значення 0,765.

Докази впливу вулканів на температуру можна продовжити. Так, в 1815 р. вулкан Тамбора на о. Субава (Індонезія) викинув величезну кількість попелу. Його шлейф покрив атмосферу всієї північної півкулі. Наступного року в Західній Європі сніг лежав до червня, а в серпні вже почались приморозки. Англія залишилась практично без літа. Про роль вулкану в цьому похолоданні європейці і не здогадувались. Лише у наш час історико-географічний аналіз дозволив відтворити причинний зв'язок.

Отже, клімат земної кулі має тісний зв'язок з вулканічною діяльністю. В історії розвитку Землі були періоди інтенсивної вулканічної діяльності і спокійні періоди. Але при зміні льодовикових та міжльодовикових епох в плейстоцені вулканічна активність не змінювалась.

До фізичних гіпотез належать також ті, які пояснюють зміну клімату циклічними коливаннями діяльності Сонця. При цьому могла змінюватись як сонячна стала, так і потоки ультрафіолетової та корпускулярної геоактивної радіації.

Геолого-географічні гіпотези

Багато вчених пояснювали зміну клімату Землі зміною співвідношення суходолу й водної поверхні, трансгресіями та регресіями моря, зміною висоти місцевості в результаті тектонічних рухів. При піднятті ділянки різко збільшується ефективне випромінювання і температура повітря знижується. При опусканні ділянки клімат стає теплішим. Відступ моря особливо сильно впливає на зниження температури у північних районах через малий вміст водяної пари в повітрі.

Найкраще пояснює різкі зміни клімату Землі гіпотеза А.В.Вегенера, запропонована в 1912 р. На його думку великі зміни клімату можуть бути лише в результаті дрейфу материків. Гіпотезу дрейфу материків Вегенер разом з Кеппеном поєднують з широко розповсюдженою гіпотезою про переміщення земної осі та полюсів. Автори вважають, що північний полюс, починаючи з палеозою, пройшов довгий шлях через Тихий океан. Тому географічна широта о. Шпіцбергена змінилась від 24° до 79° пн. ш., а міста Коломбо від 82° пд. ш. до 7° пн. ш.

Автори стверджують, що в усі геологічні епохи на Землі були такі самі кліматичні пояси як і зараз. Дві полярні області були вкриті материковою чи плаваючою кригою, але положення їх на Землі змінювалось разом із зміною положення екватора та полюсів. Причину зміни положення полюсів пояснюють нерівномірним розподілом мас земної кори. Розташування материків від-

биває ті процеси, які відбуваються всередині Землі, тобто перерозподіл речовини та енергії всередині самої планети. На думку вчених перерозподіл материків на поверхні Землі відбувається циклічно з інтервалом близько 600 млн років.

Отже, лише остання гіпотеза може пояснити наявність кам'яного вугілля на о. Шпіцберген, яке утворилось там, коли він був усередині тропічних широт. Те ж саме стосується коралових рифів в Англії та Скандинавії. Ніяка інша гіпотеза цього не пояснить.

16.7 Вплив людини на клімат

Уже в кінці XIX ст. було доведено, що людина може впливати на клімат. На кількість сонячної радіації та циркуляцію атмосфери людина впливати не може, але їй під силу змінювати властивості підстильної поверхні і цим самим впливати на зміну метеорологічного режиму відповідних ділянок. Методи впливу людини на клімат поділяють на дві групи: 1) навмисний вплив, коли людина свідомо (спрямовано) планує зміну місцевих особливостей клімату; 2) ненавмисний (не спрямований) вплив, який відбувається як супутній наслідок господарської діяльності людини.

Навмисний вплив

Розглянемо окремі меліоративні та агротехнічні заходи, за допомогою яких людина може змінювати місцеві особливості клімату обмежених ділянок.

Зрошення. Перш за все під впливом зрошення змінюються складові теплового балансу. Сумарна сонячна радіація однакова на усіх ділянках. Але альbedo піску в пустелі становить 25-35 %, а альbedo зрошеного поля з рослинами зменшується до 20 %. На зрошуваних полях різко зменшується ефективне випромінювання через значно нижчу температуру поверхні ґрунту й рослин, а також через більшу вологість приземного шару повітря. Це призводить до збільшення радіаційного балансу зрошеного поля проти пустелі до 40 %.

Під впливом зрошення змінюються витрати тепла на різні процеси. Так, на зрошуваному полі бавовнику до 87 % тепла витрачається на випаровування води, у той же час у напівпустелі стільки ж тепла йде на турбулентний теплообмін ґрунту з повітрям. У зв'язку з цим під впливом зволоження ділянки у першу чергу знижується температура ґрунту.

На півдні пустелі зниження температури поверхні ґрунту на зрошуваному полі вдвічі більше, ніж у Лісостепу. Під впливом зрошення змінюється також температура й вологість повітря. Отже, при зрошенні рослини не лише забезпечуються вологою, а й поліпшуються метеорологічні умови для їх росту та розвитку.

Осушення. На осушених болотах радіаційний баланс вдень на 10-12 % більший, ніж на суходолі. Це пов'язано із зменшенням ефективного випромінювання добре розвиненим рослинним покривом. На цій ділянці витрати тепла на випаровування води становлять близько 80 % від радіаційного балансу у той же час як на суходолі 35-60 %.

Осушені торф'яники мають малу теплопровідність, тому разом з великими витратами тепла на випаровування вони дуже охолоджуються протягом ночі. Це призводить до того, що мінімальна температура вночі на торф'яниках на 3-4 °С нижча, ніж на суходолі і тому збільшуються добові амплітуди температури. Середні добові температури повітря на осушених ділянках на висоті 150 см на 0,3-0,6 °С нижчі, ніж на суходолі. В середині рослинного покриву ця різниця збільшується. Тому й вегетація сільськогосподарських культур на цих ділянках затягується на 3-6 днів.

Через збільшення імовірності приморозків на осушених ділянках зменшується тривалість безморозного періоду. На слабо осушених мінералізованих болотах безморозний період скорочується на 7 днів. На добре осушених болотах після збирання врожаю, коли немає рослинного покриву, можуть виникати пилові бурі місцевого масштабу, яких до осушення не могло бути.

Будівництво ставків та водосховищ. Під впливом ставків та водосховищ мікроклімат змінюється над самими водоймами та в досить вузькій зоні узбережжя. Радіаційний баланс водної поверхні збільшується до 30 %. Збільшуються витрати тепла на випаровування. У зоні достатнього зволоження річна амплітуда температури майже не змінюється. Влітку та восени над водоймами дещо тепліше, весною холодніше.

У зоні недостатнього зволоження ці водойми знижують температуру повітря влітку за рахунок більшого випаровування, тому й зменшується річна амплітуда температури повітря. Найбільші зміни спостерігаються на підвітряному березі. Вплив водосховищ нівелюється пропорційно логарифму відстані від берега.

В середньому за місяць помітний вплив Кременчуцького водосховища на температуру й вологість повітря у районі Черкас розповсюджується углиб суходолу на відстань до 10 км. Вже у жовтні Кременчуцьке водосховище тепліше, ніж суходіл. Найпомітніше збільшення вмісту водяної пари в повітрі поблизу водосховища спостерігається в середині літа.

В середньому за рік берег водосховища вдень на 0,8 °С холодніший, а вночі на 0,5 °С тепліший. Це призводить до формування бризової циркуляції при антициклональній погоді. У зв'язку із зменшенням шорсткості водної поверхні над водосховищами і на узбережжі швидкість вітру збільшується в середньому на 30 %, а в окремих випадках навіть в 1,6 рази.

Ставки – це дуже малі водосховища. Тому вплив цих водойм помітний лише на відстані десятків метрів.

Створення полезахисних лісових смуг. Лісові смуги зменшують швидкість вітру на полях і завдяки цьому сніг не здувається з полів, зменшується видування поверхневого шару ґрунту та стікання води з полів. Усе це сприяє покращенню водного та термічного режиму на полях.

Полезахисні лісові смуги, як правило, складаються з двох рядів високо-рослих дерев. Вони повинні бути продувними. Проміжки між кронами дерев повинні збільшуватись внизу і зменшуватись у верхній частині смуги. Ефективна дія лісосмуги поширюється на 20-30 її висот до смуги та 40-50 висот за

смугою і залежить від кута між смугою і вітром. Коли лісосмуга густа (не продувна), то в ній і вздовж неї протягом зими утворюються замети значної висоти, які весною довго тануть і затримують сільськогосподарські роботи на прилеглих полях.

На полях з лісосмугами весь сніг залишається на місці. Тому весною після танення снігу запаси продуктивної вологи в ґрунті на цих полях на 40-50 мм більші, ніж на полях без лісосмуг. Це сприяє значному підвищенню врожайності сільськогосподарських культур.

Лісосмуги сприяють ефективному використанні вологи з ґрунту. Внаслідок зменшення швидкості вітру зменшується турбулентне перемішування повітря і у зв'язку з цим зменшується випаровування води рослинами, відносна вологість повітря між рослинами на 10-15 % більша, ніж на відкритих полях.

За цієї ж причини дещо змінюється і термічний режим повітря. Тут вдень температура повітря підвищується на один градус, а вночі знижується, що призводить до збільшення добової амплітуди температури. У той же час зменшується кількість днів із суховіями та зменшується інтенсивність пилових бур.

Затримання снігу та талої води на полях. Цей засіб ефективний у разі відсутності полезахисних лісових смуг. Для затримання снігу на полях використовують різні щити, огорожі, куліси, ряди рослин з високими стеблинами (кукурудза, соняшник тощо). Використовують і сам сніг, коли за допомогою снігорозорювачів створюють вали із снігу, які затримують сніг, який щойно випав.

Експериментально встановлено, що в умовах України ряди рослин з високими стеблинами слід залишати на зиму через кожні 11-14 м. На такому полі середня висота снігового покриву становить 41 см, а на полі без снігозатримання – усього 12 см. Це створює сприятливий температурний режим ґрунту. Мінімальна температура на глибині вузла куштиння рослин (3 см) не опускається нижче -15 °С, а на полях без затримання снігу вона удвічі нижча. Глибина промерзання ґрунту також втричі менша.

Крім того, весною після танення снігу запаси продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту на полі з затриманням снігу на 50 мм більші. Це дає можливість рослинам випаровувати більше вологи. В результаті мікроклімат поля із затриманням снігу протягом весняно-літнього періоду помітно відрізняється.

Ефективним є також затримання на полях талої води весною. Досвід показує, що середньому щорічно весною з полів стікає шар води товщиною 50-80 мм, особливо на північному сході України. Збільшивши запаси продуктивної вологи в ґрунті за рахунок талої води на 50 мм, добиваються того ж ефекту, як і при затриманні снігу. Одним із найпростіших засобів затримання талої води є оранка поперек схилу. Просте пристосування до плуга дозволяє одночасно створювати додаткові земляні вали, що посилюють ефект оранки поперек схилу.

Збільшення кількості атмосферних опадів шляхом активного впливу людини на атмосферні процеси. Опади випадають лише із змішаних хмар, тобто хмар, які складаються з крапель води та кристалів льоду. Такі хмари існують за температури повітря від -10°C до -40°C . Краплі води в атмосфері за температури до -10°C не замерзають, вони перебувають у переохолодженому стані. Отже, завдання людини – внести кристали льоду у переохолоджену хмару. Зараз для цього використовують тверду вуглекислоту або пари йодистого срібла. Ці реагенти висіваються у верхній частині переохолодженої хмари і в атмосфері утворюється безліч кристаликів льоду.

Отже, людина сприяє утворенню кристаликів льоду в атмосфері, а далі відбувається природний процес сублімації водяної пари на кристалах льоду. Завдяки цьому на кристалах виростають сніжинки, які й випадають із хмар. Якщо під хмарами температура вище 00°C , то сніжинки тануть і випадає дощ. За допомогою цих же реагентів можна захистити врожай цінних сільськогосподарських культур від знищення їх градом. Отже, методами активного впливу на хмари і тумани можна дещо змінювати метеорологічний режим місцевості. Правда, поки що широко використовувати у виробництві ці методи економічно не вигідно.

Слід ще раз підкреслити, що всі ці заходи дозволяють вплинути на місцеві особливості клімату і не в змозі вплинути на клімат Землі. На думку вчених це твердження справджується і в тому випадку, коли такі чи подібні заходи будуть застосовуватись на території порядку сотень мільйонів гектарів.

Ненавмисний вплив

Ненавмисний вплив є побічним результатом господарської діяльності людини. У минулому людина у великих масштабах змінювала особливості земної поверхні знищуючи ліси, розорюючи землі для вирощування врожаю сільськогосподарських культур. Масштаби розорювання земель в Україні найбільші у світі – близько 75 % площі. Решту площі займають поселення, ліси, дороги тощо.

До масового розорювання степів там буяла трав'яниста рослинність і створювалась м'яка подушка на поверхні ґрунту, в результаті чого поверхневий стік був дуже малий, вся вода атмосферних опадів засвоювалась ґрунтом і рослини поступово використовували її протягом літа, було багато джерел. Після розорювання полів різко збільшився поверхневий стік. Після танення снігу чи великих дощів більшість води зразу стікає в річки, в результаті чого різко зменшились витрати тепла на випаровування і збільшились витрати тепла на нагрівання повітря. Це може бути однією з причин підвищення температури повітря з кінця 19 століття. Крім того, негативними наслідками суцільного розорювання є те, що величезна кількість джерел зникла, збільшилась кількість днів з суховіями та пиловими бурями.

Починаючи з 20 ст. людина стала виробляти багато енергії і викидати в атмосферу величезну кількість різноманітних відходів, які впливають на клімат. Ненавмисний вплив, на відміну від навмисного може суттєво впливати на клімат Землі. Розглянемо основні напрямки такого впливу.

Зміна газового складу атмосфери. Це найпотужніший чинник глобальної зміни клімату, оскільки іде мова про парникові гази. Внесок різних парникових газів у створення парникового ефекту зображено в таблиці 16.1.

Таблиця 16.1 – Внесок парникових газів у створення парникового ефекту

Парниковий газ	Водяна пара	Вуглекислий газ	Озон	Закис азоту	Метан	Сполуки сірки, галогени, хлорофторметан тощо
Внесок, %	62,0	21,7	7,2	4,2	2,4	2,5

Головним парниковим газом є водяна пара, але людина поки що помітно не впливає на її вміст в атмосфері. Головну увагу вчені звертають на збільшення вмісту в атмосфері вуглекислого газу та метану. Щорічно людство викидає в атмосферу близько 8 млрд тонн вуглецю. З них 6,5 млрд тонн внаслідок використання викопного палива і 1,5 млрд т – за рахунок спалювання лісів. Океан та рослинний покрив засвоюють близько половини цього вуглецю. Решта накопичується у повітрі. При збереженні нинішніх темпів накопичення, до кінця 21 ст. концентрація CO₂ в атмосфері може зрости на 200-600 одиниць. Вміст метану також помітно збільшується.

Збільшення вмісту озону в атмосфері нам не загрожує, скоріше навпаки. Інші парникові гази у наш час ще мало вивчені, їхній сумарний вклад у створення парникового ефекту незначний. Взагалі вважається, що за рахунок промислових викидів кількість вуглекислого газу в атмосфері за останні 100 років збільшилась на 35 %. При цьому температура земної кулі підвищилась уже на 0,5 °С. При подальшому прогнозованому його збільшенні температура земної кулі на кінець 21 ст. може підвищитись на 1,5-2,5 °С. Це середнє для земної кулі підвищення температури. Але найбільше підвищення очікується у високих широтах. Тут воно може бути удвічі-утричі більшим від середнього. Це може мати великі екологічні наслідки. Слід відмітити, що є вчені, які заперечують однозначний великий вплив збільшення вмісту CO₂ в атмосфері на підвищення її температури. Це підтверджується тим, що у другу половину голоцену була дуже мала залежність зміни температури від природного коливання вмісту CO₂ в атмосфері. Правда, це може бути наслідком неточності наших знань про коливання вмісту CO₂ в атмосфері за останні тисячі років, які ми отримуємо із складу повітря у бульбашках великих товщ криги в Арктиці та Антарктиді. Крім того, на початку 30-х років температура повітря уже підвищувалась на 0,6 °С, хоч значного збільшення вмісту вуглекислого газу тоді ще не було, а після цього температура повітря знову знижувалась.

Збільшення вмісту аерозолів. Аерозолі – це тверді і рідкі домішки, які є завжди в атмосфері. Ми вже говорили про те, що 16 % домішок в атмосфері є аерозолями антропогенного походження. Це є наслідком інтенсивного розвитку техніки та енергетики, особливо протягом останніх 5-6 десятиріч. Джерелом пилу, який надходить в атмосферу, також є поля сільськогосподарських культур, особливо в районах недостатнього зволоження. Безмежне розорювання полів супроводжується посиленням вітрової ерозії.

Вплив атмосферного аерозолі на клімат дуже складний і неоднозначний. Він залежить від концентрації домішок, їх кольору, розподілу у різних шарах атмосфери та розмірів часток. За оцінками вчених, аерозолі у стратосфері складаються з крапельок сірчаної кислоти природного і антропогенного походження. Воно й не дивно, оскільки за оцінками ООН людство щороку викидає в атмосферу 110 млн тонн оксиду сірки, який є основою формування кислотних дощів, 70 млн тонн оксиду азоту – складова смогу, 180 млн тонн оксиду вуглецю, 70 млн тонн отруйних газів, 700 тисяч тонн фреонів, 500 тисяч тонн свинцю, 100 тисяч тонн різних токсичних хімічних сполук, 10 тисяч тонн ртуті тощо. Усі ці викиди в атмосфері утворюють найрізноманітніші сполуки.

За оцінками вчених, домішки в атмосфері зменшують прозорість атмосфери і зменшують надходження сонячної радіації до земної поверхні. Тому дрібні домішки з діаметром 0,05-1,3 мкм, які зосереджені у стратосфері, можуть призвести до зниження температури поблизу поверхні Землі на 0,6 °С. Аерозолі більших розмірів сприяють підвищенню температури на 0,1 °С. Отже, для точної кількісної оцінки ролі антропогенних аерозолів у формуванні клімату ще потрібні дослідження. На сьогодні вони зменшують парниковий ефект і захищають Землю від глобального потепління.

Збільшення виробництва промислової енергії. Людство постійно збільшує виробництво промислової енергії. Темпи цього зростання становлять 3-5 % щорічно. Вся промислова енергія врешті решт перетворюється на тепло. Основна частина цього тепла є додатковим джерелом підвищення температури нашої планети. Зараз кількість цього додаткового тепла ще мала, близько 0,42 МДж/м² щороку, що становить 0,01 % від сонячної радіації. Це додаткове тепло може підвищити середню температуру повітря біля земної поверхні лише на 0,01 °С. Враховуючи високі темпи зростання виробництва промислової енергії, можна довести, що через 100 років зростання додаткового тепла може досягати 4,2 МДж/м² щороку, що складає близько 1 % засвоєної сонячної радіації. Цього тепла може бути достатньо для істотного танення криги на поверхні Землі. Зменшення площі крижаного покриву призводить до зменшення альбедо Землі і до подальшого підвищення температури, особливо у високих широтах.

При підвищенні температури у першу чергу у високих широтах зменшуються горизонтальні градієнти температури між полюсами та екватором. Це зумовить послаблення циркуляції атмосфери і зменшить перенесення вологи з океанів на суходіл. Тому кількість опадів в умовах континентів зменшиться. У зв'язку з цим погіршаться умови зволоження на великих просторах нашої планети. Зокрема, можна передбачити можливе розширення посушливої субтропічної зони у вищі широти.

На завершення слід нагадати, що не всі вчені погоджуються з тим, що сучасне підвищення температури земної кулі є наслідком посилення парникового ефекту. Деякі з них стверджують, сучасне підвищення температури може мати характер природного коливання клімату. Нам відомо, що протягом історичного часу спостерігались подібні ритмічні коливання клімату, тому остан-

німи роками увага вчених усього світу спрямована на детальніше вивчення чинників формування клімату.

Отже, вивчаючи питання впливу людини на клімат, можна стверджувати, що вже з кінця 19 ст. людина різними методами спрямовано змінює мікроклімат обмеженої території. Що стосується ненавмисного впливу, то ще не можна стверджувати, що сучасне підвищення температури земної кулі точно спричинене збільшенням вмісту CO₂ в атмосфері. Поки що це лише гіпотеза, хоч і добре обґрунтована.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Перспективи змін клімату з урахуванням антропогенного впливу на клімат.
2. Загальні заходи із запобігання забрудненню атмосфери.
3. Сучасні флуктуації клімату.
4. Міжнародне співробітництво в питаннях дослідження змін клімату.
5. Моделювання і прогнозування кліматичних змін.

Питання для самоконтролю

1. Чим відрізняються поняття зміни і коливання клімату?
2. Наведіть ознаки теплого, холодного, сухого і вологого кліматів минулого.
3. Опишіть зміни клімату в геологічному минулому (протягом кайнозойської ери).
4. Опишіть коливання клімату протягом останніх декількох тисяч років. Які вчені зробили вагомий внесок у дослідження коливань клімату минулого?
5. Охарактеризуйте сучасні коливання клімату.
6. Які астрономічні гіпотези пояснюють зміни клімату Землі?
7. Охарактеризуйте фізичні гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі. Які геолого-географічні гіпотези можуть пояснити зміни клімату Землі?
8. Дайте загальне визначення навмисного впливу людини на клімат.
9. Який вплив на мікроклімат здійснює зрошення?
10. Опишіть вплив осушення на клімат.
11. Яким чином на клімат місцевості впливають водосховища?
12. Охарактеризуйте вплив на мікроклімат таких заходів як зведення полезахисних лісових смуг та затримання снігу та талої води на полях.
13. Яким чином людина може навмисно місцево збільшити кількість атмосферних опадів?
14. Охарактеризуйте ненавмисний вплив людини на клімат: фактори впливу і наслідки.
15. Яким чином на клімат впливає збільшення світового виробництва промислової енергії?

ЛЕКЦІЯ 17. КЛІМАТИЧНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ. АКЛІМАТИЗАЦІЯ ТА КЛІМАТОТЕРАПІЯ

План

17.1. Кліматичні ресурси

17.2. Вплив погодно-кліматичних умов на організм людини

17.3. Природно-кліматичні умови і здоров'я

Завдання на самопідготовку

17.1 Кліматичні ресурси України

Кліматичні ресурси – це оцінка елементів клімату для різних галузей господарства.

Використання земельних ресурсів у сільському, водному, рекреаційному господарстві, умови роботи всіх галузей економіки, діяльності і відпочинку людей залежать від клімату на тій чи іншій території. В останні десятиліття кліматичні умови все частіше оцінюються як природні ресурси – насамперед агрокліматичні, а також ресурси сонячної та вітрової енергії.

Агрокліматичні ресурси зумовлюються термічним режимом повітря і ґрунту в сукупності з кількістю атмосферних опадів і запасами вологи в ґрунті.

Незважаючи на відносну однорідність клімату на території України, співвідношення тепла і вологи в різних її регіонах сильно диференційовано. Так, сума активних температур в період, коли середньодобова температура понад 10 °С, зменшується від 3600° на Південному березі Криму до 2400° на півночі України і до 1600° на вершинах Карпат. В цілому цього достатньо для вирощування більшості культур помірного поясу, але для повного дозрівання середньо- і пізньостиглих сортів соняшнику і кукурудзи, абрикосів, персиків, винограду придатні тільки південні області України і низовини Закарпаття.

Зволоженість території зменшується з північного заходу на південний схід: в Карпатах і Західному Поліссі вона надмірна, на решті території Полісся і північного Лісостепу – достатня, на півдні та сході Лісостепу і в Степовій зоні – недостатня, а на узбережжі Чорного моря і у степовому Криму – мізерна. Тому вирощування вологолюбних культур (льону, картоплі, цукрових буряків та ін.) найбільш доцільно на Поліссі та в Лісостеповій зоні, а на півдні України для гарантованого землеробства необхідне зрошення, особливо враховуючи те, що тут кожних 2-3 роки можуть повторюватися посухи. Останні посухи в червні-серпні 1992 і 1994 роках охопили майже всю територію України, завдавши значних втрат сільському господарству.

Різко знижують ефективність використання агрокліматичних ресурсів також заморозки, ураганні вітри з грозами при проходженні циклонів, суховії, град. Частота і сила цих негативних кліматичних явищ в останні роки набагато зросла що, можливо, пов'язано зі значною антропогенним навантаженням на атмосферу. Заморозки особливо небезпечні в кінці травня і початку червня, в період активної вегетації рослин, а також у вересні, коли значна частина врожаю, особливо овочів, ще залишається на полях. Вітри ураганної сили і

смерчі так само, як і суховії, значної шкоди завдають землеробству в період дозрівання сільськогосподарських культур. Град, який на більшій частині України буває тільки 1-2 дні в році, дуже небезпечний у Криму (іноді до 10 і більше днів).

Геліоенергетичні ресурси обумовлюються сонячною радіацією, що досягає земної поверхні. Загальна потужність сонячної радіації, що перехоплюється нашою планетою, становить $1.7 \cdot 10^{14}$ кВт. Це колосальна потужність приблизно в 500 разів перевищує граничні і навряд чи досяжні потреби людської цивілізації. Якщо оцінити всю сонячну енергію, яку наша планета отримує за один рік, то вона складе 1018 кВт·год, що приблизно в 10 разів більше енергії всіх розвіданих і нерозвіданих викопних палив. Із загальної кількості сонячної радіації, що надходить на Землю, приблизно 30 % відбивається в космос у вигляді короткохвильового випромінювання, 47 % поглинається атмосферою, поверхнею планети (сушею і океаном) і перетворюється в тепло, яке здебільшого розсіюється в космос у вигляді інфрачервоного випромінювання, інші 23 % залучаються до процесів кругообігу води в природі. Невелика частина, близько 0,2 %, йде на утворення потоків в океані і атмосфері, включаючи океанські хвилі. І тільки 0,02 % утримується хлорофілом зелених рослин і підтримує життя на нашій планеті. Мала частка від цих 0,02 % забезпечила мільйони років тому накопичення на Землі запасів викопного палива.

Сонячна енергія впевнено завойовує стійкі позиції в світовій енергетиці. Привабливість сонячної енергетики обумовлена низкою обставин:

- сонячна енергетика доступна в кожній точці нашої планети і відрізняється щільністю потоку випромінювання не більше ніж у два рази. Тому вона приваблива для всіх країн, відповідаючи їх інтересам в плані енергетичної незалежності;

- сонячна енергія – це екологічно чисте джерело енергії, що дозволяє використовувати його у все зростаючих масштабах без негативного впливу на навколишнє середовище;

- сонячна енергія – це практично невичерпне джерело енергії, яке буде доступне і через мільйони років.

Основними напрямками використання сонячної енергії вважаються:

- пряме перетворення сонячної енергії в електричну енергію;
- отримання тепла шляхом абсорбції сонячного випромінювання.

На території України енергія сонячної радіації за один середньорічний світловий день складає в середньому 4 кВт·год на 1 м^2 (у літні дні – до 6-6,5 кВт·год) тобто ~1,5 тисячі кВт·год за рік на кожен квадратний метр. Це приблизно стільки ж, скільки в середній Європі, де використання сонячної енергії носить самий широкий характер.

Крім сприятливих кліматичних умов на Україні є високо кваліфіковані наукові кадри в галузі використання сонячної енергії. Після повернення проф. Бойко Б.Т. з ЮНЕСКО, де він очолював міжнародну програму ЮНЕСКО з використання сонячної енергії (1973-1979 рр.), він почав інтенсивну наукову та організаційну діяльність в Харківському політехнічному інституті (нині

Національний Технічний Університет «ХПІ» з розвитку нового наукового та навчального напрямку – матеріалознавства для геліоенергетики.

Вітроенергетичні ресурси обумовлюються місцевим вітровим режимом території. На швидкість вітру роблять значний вплив географічні умови і характер земної поверхні, включаючи різні природні та штучні перешкоди, такі, як пагорби та ін., а також дерева та будівлі. З цієї причини вітрові енергетичні установки (ВЕУ) встановлюють, за можливістю, на піднесених і віддалених від високих дерев, житлових будинків та інших споруд місцях, тому що такі перешкоди знижують швидкість вітру і призводять до завихрень потоку, ускладнюють перетворення енергії вітру.

Середньорічна швидкість вітру характеризує вітровий потенціал території. Енергія вітру, знаходиться в кубічній залежності від величини швидкості вітру. Подвоєння швидкості вітру дає збільшення енергії у 8 разів. Таким чином, середня швидкість вітру 5 м/с може дати приблизно в 2 рази більше енергії, ніж вітер із середньою швидкістю 4 м/с.

Встановити ті регіони країни, де є достатні вітроенергетичні ресурси, можна за допомогою вітрових атласів. Дізнавшись середньорічну швидкість вітру в регіоні, можна наближено визначити обсяг електричної енергії, яку може виробити ВЕУ протягом року. Більш точні методи розрахунку вимагають значного обсягу додаткової інформації і повинні проводитися фахівцями.

17.2 Вплив погодно-кліматичних умов на організм людини

Кліматичні фактори, що впливають на людину

Більшість фізичних факторів зовнішнього середовища, у взаємодії з якими еволюціонував людський організм, мають електромагнітну природу. Добре відомо, що біля швидкої поточної води повітря освіжає і бадьорить: в ньому багато *негативних іонів*. З цієї ж причини людям представляється чистим і освіжаючим повітрям після грози. Навпаки, повітря в тісних приміщеннях з великою кількістю різного роду електромагнітних приладів насичений позитивними іонами. Навіть порівняно нетривале знаходження в такому приміщенні приводить до загальмованості, сонливості, запаморочення і головного болю. Аналогічна картина спостерігається у вітряну погоду, в пилові і вологі дні. Фахівці в області екологічної медицини вважають, що негативні іони позитивно впливають на здоров'я людини, а позитивні – негативно.

Серед кліматичних факторів велике біологічне значення має коротковильова частина сонячного спектра – *ультрафіолетове випромінювання (УФВ)* (довжина хвиль 295-400 нм). Воно є обов'язковою умовою нормальної життєдіяльності людини, оскільки знищує мікроорганізми на шкірі, попереджає рахіт, нормалізує обмін мінеральних речовин, підвищує стійкість організму до інфекційних захворювань і інших хвороб. Спеціальні спостереження встановили, що діти, які одержують достатню кількість ультрафіолету, у десять разів менше схильні до простудних захворювань, ніж діти, які не отримували достатньої кількості УФВ. При нестачі УФВ порушується фосфорно-

кальцієвий обмін, збільшується чутливість організму до інфекційних захворювань і до застуди, виникають функціональні розлади центральної нервової системи, загострюються деякі хронічні захворювання, знижується загальна фізіологічна активність, а отже, і працездатність людини. Особливо чутливі до «світлового голоду» діти, у яких він приводить до розвитку авітамінозу Д (до рахіту). Людині треба одержати за рік не менш 45 «порцій сонця», тобто ерітемних доз УФВ. Чим північніше розташована місцевість, тим більше доводиться витрачати часу на те, щоб набрати цю норму. Зони УФ-дефіциту розташовані північніше 57,5° пн. ш.

Температура – один із важливих абіотичних чинників, що впливають на всі фізіологічні функції всіх живих організмів. Температура на земній поверхні залежить від географічної широти і висоти над рівнем моря, а також пори року. Для людини в легкому одязі комфортно буде температура повітря +19 ... +20 °С, без одягу – +28 ... +31 °С. Коли температурні параметри змінюються, людський організм відповідає специфічними реакціями пристосування, тобто адаптується.

Терморегуляція організму забезпечують холодові і теплові рецептори шкіри. Співвідношення температури зовнішнього середовища і температури тіла визначає характер діяльності системи терморегуляції.

У стані спокою при нормальному самопочутті величина теплоутворення дорівнює величині тепловіддачі. У гарячому або холодному кліматі, при фізичних навантаженнях організму, захворюваннях, стресі тощо рівень теплоутворення і тепловіддачі може змінюватися.

Адаптація до дії низької температури. Умови, за яких організм людини адаптується до холоду, можуть бути різними (наприклад, робота в неопалювальних приміщеннях, холодильних установках, на вулиці взимку). При цьому дія холоду не постійна, а чергується з нормальним для організму людини температурним режимом. Адаптація в таких умовах виражена нечітко. У перші дні, реагуючи на низьку температуру, теплоутворення зростає неекономно, тепловіддача ще недостатньо обмежена. Після адаптації процеси теплоутворення стають більш інтенсивними, а тепловіддача знижується.

Що відбувається в організмі людини при охолодженні. Внаслідок подразнення холодових рецепторів змінюються рефлексорні реакції, що регулюють збереження тепла: звужуються кровоносні судини шкіри, що на третину зменшує тепловіддачу організму. Важливо, щоб процеси теплоутворення і тепловіддачі були збалансованими. Переважання тепловіддачі над теплоутворенням призводить до зниження температури тіла і порушення функцій організму. При температурі тіла 35 °С спостерігається порушення психіки. Подальше зниження температури уповільнює кровообіг, обмін речовин, а при температурі нижче 25 °С зупиняється дихання.

Одним з факторів інтенсифікації енергетичних процесів є ліпідний обмін. Наприклад, полярні дослідники, у яких в умовах низької температури повітря уповільнюється обмін речовин, враховують необхідність компенсувати енергетичні витрати. Їх раціони відрізняються високою енергетичною цінніс-

тю (калорійністю). У жителів північних районів більш інтенсивний обмін речовин. Основну масу їх раціону складають білки і жири. Тому в їх крові вміст жирних кислот підвищений, а рівень цукру дещо знижений.

У людей, що пристосовуються до вологого, холодного клімату і кисневої недостатності Півночі, також підвищений газообмін, високий вміст холестерину в сироватці крові і мінералізація кісток скелета, більш потовщений шар підшкірного жиру (виконує функцію теплоізолятора).

Однак не всі люди в однаковій мірі здатні до адаптації. Зокрема, у деяких людей в умовах Півночі захисні механізми і адаптивна перебудова організму можуть викликати **дезадаптацію** – цілий ряд патологічних змін, званих «*полярною хворобою*». Одним з найбільш важливих факторів, що забезпечують адаптацію людини до умов Крайньої Півночі, є потреба організму в аскорбіновій кислоті (вітамін С), що підвищує стійкість організму до різного роду інфекцій.

Акліматизація – це тривалий і складний соціально-біологічний процес фізіологічного пристосування (адаптації) організму людини до нових кліматичних умов. Людина не відчуває дії клімату в тій місцевості, де він живе і працює, тобто на порівняно невеликій території. У процесі життя у нього встановлюється певна форма взаємодії з навколишнім середовищем, що отримала назву **динамічного стереотипу**. Переміщення окремих людей і колективів у нові кліматичні умови викликає необхідність перебудови динамічного стереотипу – акліматизації. Спостереження показують, що на Землі немає кліматичної зони, в умовах якої сучасно екіпірована і технічно оснащена людина не могла б жити і нормально розвиватися. Людство не тільки успішно освоїлося в Арктиці й Антарктиці, а й почало освоювати навколоземний простір.

Пристосування людини до кліматичних умов надзвичайно велике. Так, вона переносить 70 °С спеки і 87,8 °С морозу, тобто діапазон температури дорівнює майже 160 °С.

Акліматизація людини можлива у всіх кліматичних зонах, але умови розвитку її будуть неоднакові. Весь процес пристосування організму (акліматизація) умовно ділиться на три фази (рис. 17.1).

Адаптація до дії високої температури. Тропічні умови можуть мати шкідливий вплив на організм людини. Негативні ефекти можуть бути результатом агресивних факторів навколишнього середовища, таких як УФВ, екстремальна спека, різкі зміни температури і тропічні шторми. У метеочутливих людей експозиція до тропічних умов середовища збільшує ризик гострих хвороб, у тому числі ішемічної хвороби серця, астматичних нападів і ниркових каменів. Негативні ефекти можуть бути посилені раптовою зміною клімату, наприклад, при подорожі повітрям.

Висока температура може впливати на організм людини в штучних і природних умовах. У першому випадку мається на увазі робота в приміщеннях з високою температурою, що чергується з перебуванням в умовах комфортної температури.

Висока температура середовища збуджує теплові рецептори, імпульси яких включають рефлекторні реакції, спрямовані на підвищення тепловіддачі.

При цьому розширюються судини шкіри, прискорюється рух крові судинами, теплопровідність периферичних тканин збільшується в 5-6 разів. Якщо для підтримки теплової рівноваги цього недостатньо, підвищується температура шкіри і починається рефлекторне потовиділення – найефективніший спосіб віддачі тепла (найбільша кількість потових залоз на шкірі рук, обличчя, пахв). У корінних жителів Півдня середня маса тіла менше, ніж у жителів Півночі, підшкірний жир не дуже розвинений. Особливо яскраво проявляються морфологічні і фізіологічні особливості у популяцій, що живуть в умовах високої температури і нестачі вологи (в пустелях і напівпустелях, районах, прилеглих до них). Наприклад, аборигени Центральної Африки, Південної Індії та інших регіонів з жарким сухим кліматом мають довгі худорляві кінцівки, невелику масу тіла.

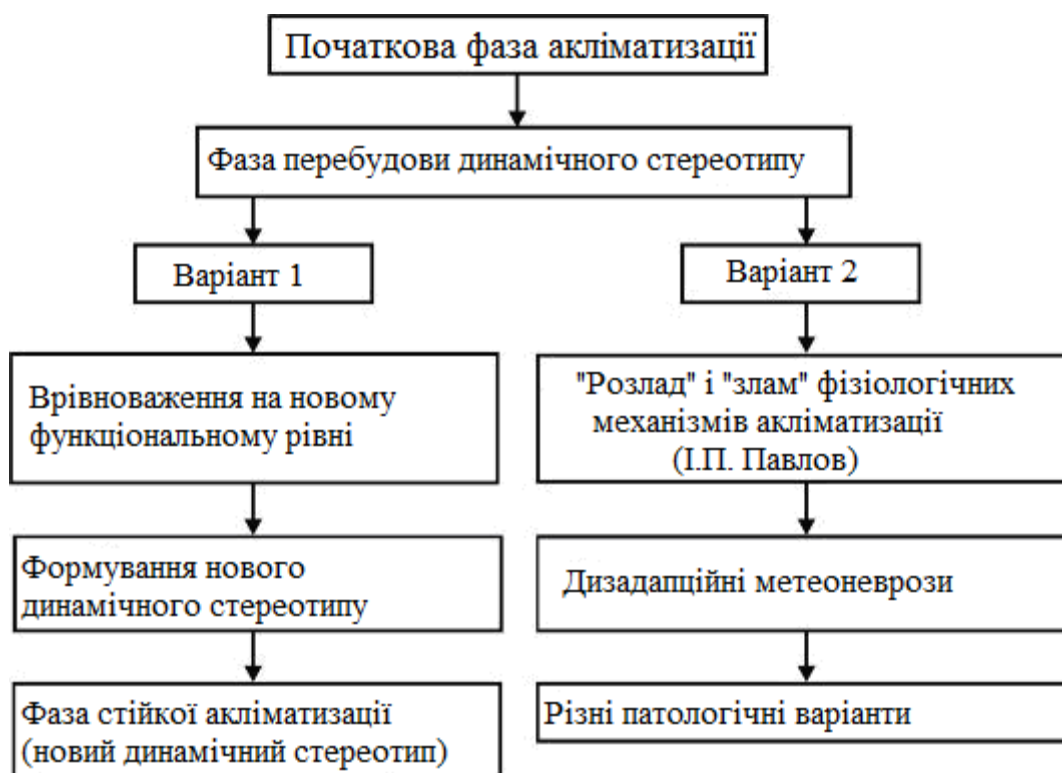


Рисунок 17.1 – Фази акліматизації

Інтенсивне потовиділення під час перебування людини в жаркому кліматі призводить до зниження кількості води в організмі. Щоб компенсувати втрату води, потрібно збільшити її споживання. Місцеве населення більш адаптоване до цих умов, ніж люди, що приїхали з помірної зони. У аборигенів вдвічі-втричі менше добова потреба у воді, а також в білках і жирах, оскільки вони мають високий енергетичний потенціал, і підсилюють спрагу. Оскільки в результаті інтенсивного потовиділення у плазмі зменшується вміст аскорбінової кислоти та інших водорозчинних вітамінів, в раціонах місцевого населення переважають вуглеводи, що збільшують витривалість організму, і вітаміни, що дозволяють виконувати важку фізичну роботу протягом тривалого часу.

Фактори, від яких залежить сприйняття температури. Найбільш відчутно підсилює температурне відчуття вітер. При сильному вітрі холодні дні здаються ще холодніше, а спекотні – ще спекотніше. На сприйняття організмом температури впливає також вологість. При підвищеній вологості температура повітря здається нижчою, ніж насправді, а при зниженій вологості – навпаки.

Сприйняття температури індивідуально. Одним людям подобаються холодні морозні зими, а іншим – теплі і сухі. Це залежить від фізіологічних і психологічних особливостей людини, а також емоційного сприйняття клімату, в якому пройшло його дитинство.

Вплив гірського клімату на організм людини. Одним із складних в екологічному відношенні районів проживання людини є високогір'я. Головними абіотичними факторами, що впливають в цьому випадку на організм, є зміни парціального тиску атмосферних газів, зокрема кисню, пониження середньодобової температури, підвищення сонячного випромінювання. Деякі міста розташовані на значній висоті над рівнем моря: Мехіко – 2277 м, Аддіс-Абеба – близько 2000 м. На великій висоті розташовано багато сільських селищ на Кавказі, в Гімалаях, на Памірі і інших місцях. Загалом, в умовах високогір'я живуть десятки мільйонів людей. Популяції людей, здавна живуть в цих умовах, мають ряд адаптивних пристосувань. Так, в крові індіанців Перуанських Анд (що живуть і працюють на висоті близько 4000 метрів) спостерігається підвищений вміст гемоглобіну і кількості еритроцитів.

Відомо, що на етапі довготривалої акліматизації зростає кількість еритроцитів і вміст у них гемоглобіну, що підвищують кисневу ємкість крові (суха речовина еритроцита містить до 95% гемоглобіну). Підвищення концентрації еритроцитів починається з 2-3 дня і може зростати на 40-50% на 4-му тижні перебування в горах (доходить до 8 млн/мм³, в той час як у жителів рівнини їх 4,5-5 млн/мм³). Це зумовлено збільшенням секреції гормонів – еритропоєтинів в червоному кістковому мозку. Менш відомо, що на етапі довгострокової адаптації, крім типового дорослого гемоглобіну (HbA) з'являється ембріональний гемоглобін (HbF), здатний приєднувати O₂ при більш низькому парціальному тиску кисню в альвеолярному повітрі: молоді еритроцити володіють більш високим рівнем енергообміну. Високогірна адаптація викликає також зростання лейкоцитів, максимум яких (+ 40 %) досягається приблизно на 40-й день перебування в горах.

Але не кожна людина, що потрапив в умови гірського клімату, може подолати вплив цих факторів. Це залежить від його фізіологічних особливостей і тренуваності організму. Якщо адаптації не відбулося, у людини внаслідок падіння парціального тиску кисню розвивається так звана *гірська хвороба*. Її викликає гіпоксія – нестача кисню в тканинах організму. У разі раптового переміщення (літаком) людини у високогірні райони (понад 3000 метрів) розвивається гостра форма гірської хвороби: відзначається задишка, слабкість, посилення серцебиття, запаморочення, головний біль, пригнічений стан. Подальше перебування людини в таких умовах може призвести до його смерті. Для профілактики гострої гірської хвороби той, хто планує здійснити турпохід в гори, повинен пройти медогляд і спеціальне тренування.

17.3 Природно-кліматичні умови і здоров'я

Кожна людина володіє певним «запасом міцності», тобто здатністю безболісно переносити до певних меж коливання погоди. Це залежить від статі, віку, стану здоров'я, тренуваності та інших факторів. У маленьких дітей, старих людей, що страждають різними захворюваннями, цей діапазон не великий.

Погода або її компоненти не є безпосередньою причиною хвороби, а лише провокують її або сприяють загостренню хронічного процесу, а у здорових осіб з підвищеною метеочутливістю викликають функціональні порушення. Відзначено, що *метеотропні реакції* частіше проявляються головним болем, запамороченням, підвищенням або зниженням нервової збудливості, порушенням сну, болями в серці, м'язах і суглобах, відчуттям скутості у грудях та кінцівках, змінами функціональних, біохімічних і захисних показників, зниженням працездатності, тобто носять неспецифічний характер.

Підвищена вологість при низькому барометричному тиску у хворих серцево-судинними та бронхолегеневі захворювання посилює кисневу недостатність, яку і без того вони відчують, ускладнює потовиділення, що сприяє перегрівання організму. У страждаючих захворюваннями легень в такі дні спостерігаються напади бронхоспазму, частішають напади бронхіальної астми.

Різке похолодання, що супроводжується вітром і високою вологістю, підвищує у хворих серцево-судинними захворюваннями тонус периферичних судин, що призводить до гіпертонічного кризу, приступу стенокардії.

У зимовий період особливо несприятлива для хворих морозна погода з підвищеною вологістю, сильним вітром в поєднанні з високим атмосферним тиском. Така погода викликає спазм судин і бронхів, чинить негативний вплив на перебіг запальних процесів в бронхолегеновому, опорно-руховому апараті. Під час різких змін погоди зростає частота післяопераційних ускладнень (кровотечі, емболії та ін.).

В даний час в лікувально-профілактичних цілях застосовують: 1) комплексну класифікацію погоди для оцінки погодних умов при проведенні кліматотерапії; 2) морфодинамічну класифікацію для виявлення метеотропних реакцій, організації метеопрофілактики та медико-погодного прогнозування.

Комплексна класифікація погоди заснована на генетичному принципі і передбачає поділ погодних умов на 16 класів. Відповідно до цієї класифікації, погоду в залежності від особливостей температурного режиму поділяють на три групи: 1) безморозна погода; 2) погода з переходом температур через 0 °С; 3) морозна погода.

Характеристика класів погоди дає лікарям можливість вибрати час року для санаторно-курортного лікування та використовувати погодні умови (класи погоди) при практичному призначенні кліматопроедур.

Для оцінки погоди в цілях метеопрофілактики запропонована медична класифікація погоди, що отримала назву морфодинамічної. У ній все розмаїття погодних умов розділено на чотири медичних типи, вважаючи погоду I і II

типів сприятливою в метеопатологічному відношенні, III і IV типів – несприятливою.

Погода I і II типів формується переважно на тлі антициклонічної форми атмосферної циркуляції. Зазвичай ці типи відрізняються стійкою малохмарною погодою без різких порушень нормального добового ходу метеоеlementів і без вираженої мінливості біогеофізичних величин. Погода III і IV типів формується переважно за циклонічної атмосферної циркуляції. При погоді III типу відзначаються порушення добового ходу і значна мінливість основних метеоеlementів. Погода IV типу характеризується проходженням виражених атмосферних фронтів, порушенням добового ходу і різкими коливаннями метеорологічних і геофізичних факторів.

У медичній практиці застосовується також поділ клімату на щадний і дратівливий. *Щадним* прийнято вважати теплий клімат з малими амплітудами температури, з відносно невеликими річними, місячними, добовими коливаннями інших метеорологічних факторів. Щадним, що пред'являє мінімальні вимоги до адаптаційних фізіологічних механізмів, є лісовий клімат середньої смуги, клімат Південного берега Криму.

Дратівливий клімат характеризується вираженою добовою і сезонною амплітудою метеорологічних факторів, висуває підвищені вимоги до пристосувальних механізмів. Таким є холодний клімат Півночі, високогірний і жаркий клімат степових областей Середньої Азії.

Морський клімат південних широт (Чорноморське узбережжя Криму та Кавказу) характеризується великою кількістю сонячних днів, м'якими вітрами, чистотою і свіжістю повітря, вмістом у ньому озону і морських солей. Все це сприяє зниженню артеріального тиску, підвищенню білкового і мінерального обміну, полегшенню підтримки теплового балансу в організмі. Постійний рух повітря по дії нагадує масаж і сприяє загартовуванню людини.

Морський клімат північних широт характеризується невеликою кількістю сонячних днів, частими вітрами, дуже чистим і свіжим повітрям, значною кількістю опадів. Такий клімат є збудливим, підвищує обмінні процеси в організмі, посилює апетит. Відносно низькі температури повітря, прохолодні вітри надають гартуючу дію. Ці фактори сприятливі для відпочинку людей, що погано переносять жарку погоду.

Для **степового клімату** типові сухе повітря, велика кількість сонячних днів, постійні вітри. У людей при цьому посилюється вологовтрата через шкіру і легені і зменшується виділення через нирки. Наявність багатой кормової бази і розвиненого тваринництва створюють в ряді місцевостей з степовим кліматом сприятливі умови для виробництва кумису. Кумисолікування показано для хворих на туберкульоз легень.

Лісовий клімат відрізняється чистим, прохолодним, малорухливим повітрям і високою відносною вологістю. На людину це діє заспокійливо, сприяє швидкому відновленню сил. Лісовий клімат корисний для людей, які страждають перевтомою, порушеннями функцій дихання і кровообігу, а також для видужуючих хворих.

Клімат пустель характеризується високою температурою повітря, спекотними сухими вітрами і великою кількістю сонячних днів. Спочатку діє на людину дратівливо (збуджує нервову систему), потім у міру збільшення часу перебування в умовах пустелі гнітюче (може виникнути депресія, слабкість, втрата апетиту). Основні тепловтрати організму відбуваються в результаті випаровування поту. У зв'язку з цим клімат пустель показаний для людей, які страждають захворюваннями нирок.

Для **гірського клімату** характерні велика кількість сонячної радіації, прохолодне чисте повітря, великі добові коливання температури повітря, сильні вітри, мала відносна вологість і знижений атмосферний тиск. Гірський клімат робить велику тонізуючу і гартуючу дію. Стимулюючи функції дихання і кровотворення, гірський клімат показаний для лікування хворих з порушеннями органів дихання, зокрема при деяких формах туберкульозу легенів.

Субтропічний клімат відрізняється високою температурою і вологістю повітря, рясними опадами і сильними вітрами. Теплообмін організму з середовищем через несприятливі умови для випаровування поту (тепле вологе повітря) утруднений, що може призводити до перегріву організму.

Полярний клімат характеризується низькими температурами повітря, низькою абсолютною і високою відносною вологістю, наявністю полярної ночі (179 днів) і полярного дня (186 днів). На людину полярна ніч діє гнітюче, нерідко викликає безсоння. Полярний день покращує самопочуття і підвищує активність людини.

Крім поняття «клімат», існує визначення «мікроклімат». Мікроклімат відображає місцеві кліматичні особливості і характеризує явища, що відбуваються в повітряному шарі на висоті близько 2 м над поверхнею ґрунту (наприклад, на галявині, в лісі, парку).

Штучний мікроклімат – це цілеспрямована зміна фізичних умов зовнішнього середовища. Останнім часом знаходять все більш широке застосування кондиціонери – установки, що підтримують в приміщенні (незалежно від зовнішніх умов) певний кліматичний режим. Нарешті, штучний мікроклімат можна створити і під одягом. В даний час сконструйовані кондиціонери, які створюють під одягом струмінь прохолодного повітря. На деяких виробництвах успішно застосовують захисний одяг з активною вентиляцією внаслідок подавання повітря ззовні (так званий пневмо-костюм).

Вивчення впливу кліматичних факторів на організм людини призвело до виділення окремого наукового напрямку – **медичної кліматології**, яка є прикордонним розділом між медициною і кліматологією, метеорологією та медичної географією, курортології і фізіотерапії.

Медична кліматологія включає наступні основні розділи:

- **кліматофізіологію**, що займається вивченням фізіологічних змін, які відбуваються в організмі людини в результаті переміщення його з однієї кліматичної зони в іншу, а також внаслідок сезонних і добових змін, пов'язаних з коливаннями так званих природних ритмів;

- *кліматопатологію*, що вивчає різні патологічні зміни в організмі людини, що відбуваються під впливом несприятливих кліматичних впливів;
- *кліматотерапію*, що досліджує вплив тих чи інших кліматичних факторів на перебіг різних захворювань, що розробляє методи кліматичного лікування хворих;
- *кліматопрофілактику*, яка розглядає умови, які сприяють найбільш швидкому і стійкому пристосуванню людини при переході з одних кліматичних або погодних умов в інші, що розробляє найбільш раціональні умови пристосування організму до змін зовнішнього середовища.

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Особливості акліматизації в умовах крайньої Півночі.
2. Особливості акліматизації до жаркого клімату.
3. Особливості акліматизації до гірських умов.
4. Патологічні зміни в організмі людини, що відбуваються під впливом несприятливих кліматичних впливів.
5. Фізіологічні зміни, які відбуваються в організмі людини в результаті переміщення його з однієї кліматичної зони в іншу.

Питання для самоконтролю

1. Що таке кліматичні ресурси? Наведіть характеристику агрокліматичних, геліоенергетичних та вітроенергетичних ресурсів України.
2. Яким чином на людину впливають різні кліматичні фактори?
3. Дайте визначення поняттям «дезадаптація», «акліматизація».
4. Опишіть особливості адаптації людського організму до низької температури.
5. Які адаптивні зміни зумовлює в організмі людини дія високої температури?
6. Опишіть фази акліматизації. Що таке динамічний стереотип?
7. Від яких факторів залежить сприйняття температури?
8. Яким чином гірський клімат впливає на організм людини?
9. Наведіть особливості впливу різних природно-кліматичних умов на здоров'я людини.
10. Що Ви знаєте про медичну класифікацію погоди? Який клімат вважається щадним, а який дратівливим?
11. Охарактеризуйте особливості впливу на людський організм різних типів клімату.
12. Дайте визначення поняттям «мікроклімат», «штучний мікроклімат».
13. Що вивчає медична кліматологія? Які основні розділи вона в себе включає?

ЛІТЕРАТУРА

Базова

1. Антонов В.С. Короткий курс загальної метеорології : Навчальний посібник / В.С. Антонов. – Чернівці: Рута, 2004. – 336 с.
2. Біловол О.В. Метеорологія і кліматологія: Навчальний посібник. – Харків: ХНАДУ, 2006. – 312 с.
3. Врублевська О.О., Гончарова Л.Д., Катеруша Г.П. Кліматологія/ Підручник під ред. Є.П. Школьного, Одеса, Екологія, 2013 р. – 346 с.
4. Гончаренко С.У. Физика атмосферы / Гончаренко С.У. – К. : Техника, 1991. – 154 с.
5. Гончарова Л.Д. Клімат і загальна циркуляція атмосфери : [Навч. посібник] / Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьний Є.П. – К. : КНТ, 2005. – 251 с.
6. Ефимова В.М. Основы антропоклиматологии / В.М. Ефимова, А.М. Ярош. – Сімферополь : Таврия-Плюс, 2003. – 201 с.
7. Захаревская Н.Н. Метеорология и климатология / Н.Н. Захаревская – М. : Колос, 2005. – 128 с.
8. Колесник П.И. Метеорология / П.И. Колесник – К. : Вища школа, 1986. – 175 с.
9. Метеорологія і кліматологія / В.М. Кобрін, В.В. Вамболь, В.Л. Клеєвська, Л.Б. Яковлев. – Навч. посібник. – Харків: Нац. аерокосм. ун-т «Харк. авіац. ін-т». 2006. – 84 с.
10. Моргунов В.К. Основы метеорологии, климатологии. Метеорологические приборы и методы наблюдений: Учебник / В.К. Моргунов. – Ростов / Д. : – Новосибирск: Сибирское соглашение, 2005. – 331 с.
11. Проценко Г.Д. Метеорологія та кліматологія / Г.Д. Проценко. – К : НПУ імені М.П. Драгоманова, 2007. – 265 с.
12. Хромов С.П. Метеорология и климатология / С.П. Хромов – Л. : Гидрометеиздат, 1983. – 404 с.
13. Чернюк Г.В. Метеорологія і кліматологія / Г.В. Чернюк, В.Л. Лихолат – Тернопіль : «Підручники і посібники», 2005. – 112 с.

Допоміжна

1. Алисов Б.П. Климатология / Б.П. Алисов, М.К. Полтораус – М. : Наука, 1985. – 264 с.
2. Атлас облаков / Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), Гл. геофиз. Обсерватория им. А.И. Воейкова ; [Д.П. Беспалов и др. ; ред.: Л.К. Сурыгина]. – Санкт-петербург : Д'АРТ. 2011. – 248 с.
3. Баландин Р.К. Цивилизация против природы: что происходит с погодой и климатом / Р.К. Баландин – М. : Вече, 2004. – 378 с.
4. Борисова С.В. Озон в атмосфере. Навчальний посібник. – Одеса: СМІЛ, 2001.
5. Гуральник И.И. Метеорология / И.И. Гуральник, Г.П. Дубинський, В.В. Ларин – Л. : Гидрометеиздат, 1982. – 334 с.

6. Жаков С.И. Общие климатические закономерности Земли / С.И. Жаков – М. : Просвещение, 1984. – 159 с.
7. Захаревская Н.Н. Метеорология и климатология / Н.Н. Захаревская – М. : Колос, 2005. – 128 с.
8. Колесник П.И. Метеорология / П.И. Колесник – К. : Вища школа, 1986. – 175 с.
9. Лосев А.П., Журина Л.Л. Агрометеорология – М.: Колос, 2001 – 300 с.
10. Ясаманов Н.А. Занимательная климатология / Н.А. Ясаманов – М. : Знание, 1989. – 192 с.

Підписано до друку 24.11.16. Формат 60x84/16.

Ум.друк. арк. 13,1.

Вид. № 62/16.

Сектор редакційно-видавничої діяльності
Національного університету цивільного захисту України
61023, м. Харків, вул. Чернишевська, 94