

**Факультет техногенно-екологічної безпеки
Національного університету цивільного захисту України**

Кафедра охорони праці та техногенно-екологічної безпеки

ГІДРОЛОГІЯ. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

Курс лекцій

Харків 2016

**Факультет техногенно-екологічної безпеки
Національного університету цивільного захисту України**

Кафедра охорони праці та техногенно-екологічної безпеки

ГІДРОЛОГІЯ. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

Курс лекцій

Харків 2016

Підготовлено до друку за рішенням
факультету техногенно-екологічної
безпеки НУЦЗ України
Протокол від 26.12.16 № 5

Укладачі: Є.О. Варивода, 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.

Гідрологія. Метеорологія та кліматологія: курс лекцій /
Укладачі: Є.О. Варивода, М.В. Сарапіна. – НУЦЗУ, 2016. – 367 с.

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

Курс лекцій «Гідрологія. Метеорологія та кліматологія» з дисципліни «Гідрологія» розкриває питання щодо особливостей природних вод Світового океану, гідрологічних процесів і явищ, закономірностей розвитку гідрологічних процесів у географічній оболонці, аспектів охорони і раціонального використання водних ресурсів, а також 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

Вступ	10
ЧАСТИНА 1. ГІДРОЛОГІЯ.....	12
РОЗДІЛ 1. Вступ до загальної гідрології. Гідрологія річок	12
Лекція № 1. Об'єкт, завдання і методи досліджень в гідрології	12
1.2 Об'єкт і предмет вивчення гідрології, поділ гідрології на розділи	12
1.2 Зв'язок гідрології з іншими науками.....	16
1.3 Практичне значення гідрології	17
1.4 Види водних об'єктів та їх гідрологічний режим	18
1.5 Методи гідрологічних досліджень.....	19
Завдання на самопідготовку.....	21
Питання для самоконтролю	21
Лекція № 2. Кругообіг води у природі й водні ресурси землі.....	22
2.1 Розподіл води на земній кулі.....	22
2.2 Кругообіг води на Землі.....	24
2.3 Водний баланс	26
Завдання на самопідготовку.....	29
Питання для самоконтролю	29
Лекція № 3. Фізико-хімічний склад води і фактори його формування	29
3.1 Хімічний склад води.....	29
3.2 Чинники формування складу вод.....	32
3.3 Класифікація природних вод	34
3.4 Фізичні властивості води	35
Завдання на самопідготовку.....	38
Питання для самоконтролю	38
Лекція № 4. Річки та річкові басейни. Морфологія та морфометрія річкового басейну	39
4.1 Основні поняття.....	39
4.2 Вододіли. Басейн річки. Водозбір	40
4.3 Фізико-географічні характеристики річкових басейнів	42
4.4 Річкова долина і русло річки	43
4.5 Повздовжній та поперечний профіль річки	44
Завдання на самопідготовку.....	46
Питання для самоконтролю	47
Лекція 5. Живлення річок. Водний режим річок. Термічний режим річок	47
5.1 Джерела живлення річок.....	47
5.2 Водний режим річок	49
5.3 Рівневий режим річок.....	51
5.4 Механізм течії річок	53
5.5 Термічний режим річок.....	55
Завдання на самопідготовку.....	58

Питання для самоконтролю	58
Лекція 6. Річковий стік та його складові. Річкові наноси	58
6.1 Основні характеристики річкового стоку	59
6.2 Методи визначення величин річкового стоку	59
6.3 Формування стоку річок.....	61
6.4 Водоносність річок та її внутрішньорічний розподіл	65
6.5 Річкові наноси	69
Завдання на самопідготовку	72
Питання для самоконтролю	73
РОЗДІЛ 2. Характеристика водойм	73
Лекція № 7. Гідрологія озер	73
7.1 Загальна характеристика озер.....	73
7.2 Морфологія і морфометрія озер.....	76
7.3 Водний баланс і рівневий режим озер	77
7.4 Термічний режим озер.....	79
7.5 Гідробіологія озер.....	83
Завдання на самопідготовку	84
Питання для самоконтролю	84
Лекція № 8. Водосховища й особливості їх гідрологічного режиму	85
8.1 Загальна характеристика водосховищ та їх типи.....	85
8.2 Гідрологічний, термічний і льодовий режим водосховищ	86
8.3 Вплив водосховищ на природне середовище.....	88
8.4 Значення озер та водосховищ у народному господарстві.....	89
Завдання на самопідготовку	91
Питання для самоконтролю	91
Лекція № 9. Походження, розвиток, гідрологічний режим боліт	91
9.1 Походження боліт.....	91
9.2 Поширення боліт на земній кулі.....	92
9.3 Типи боліт, їхня будова, морфологія та гідрографія	94
9.4 Живлення та водний баланс боліт. Рух води в болотах.....	96
9.5 Термічний режим боліт	98
9.6 Вплив боліт на стік річок.....	99
9.7 Вивчення та практичне значення боліт	100
Завдання на самопідготовку	101
Питання для самоконтролю	101
Лекція № 10. Гідрологія льодовиків	101
10.1 Утворення льодовиків.....	101
10.2 Робота льодовиків.....	105
10.3 Танення льодовиків	105
10.4 Типи льодовиків.....	107
10.5 Поширення та значення льодовиків.....	107
Завдання на самопідготовку	109
Питання для самоконтролю	109

Лекція № 11. Гідрологія підземних вод	109
11.1 Загальні відомості	109
11.2 Фізичні властивості порід.....	110
11.3 Види води в породах.....	111
11.4 Вологість і водні властивості порід	113
11.5 Фільтраційні властивості порід і рух підземних вод	115
11.6 Умови залягання підземних вод.....	116
Завдання на самопідготовку.....	120
Питання для самоконтролю	120
РОЗДІЛ 3. Гідрологія океанів і морів	121
Лекція № 12. Світовий океан та його частини.	
Хімічні і фізичні властивості океанічної води	121
12.1 Океанологія як наука.....	121
12.2 Гіпотези походження і розвитку океанів	122
12.3 Світовий океан та його частини	124
12.4 Сучасні методи океанологічних досліджень.....	129
12.5 Склад морської води.....	130
12.6 Температурний режим океану	137
12.7 Водний баланс Світового океану	140
Завдання на самопідготовку.....	141
Питання для самоконтролю	141
Лекція № 13. Динаміка вод світового океану	142
13.1 Водні маси Світового океану.....	142
13.2 Рівень Світового океану.....	144
13.3 Особливості хвилювання в океанах і морях.....	144
13.4 Океанічні течії та їх класифікація	147
Завдання на самопідготовку.....	150
Питання для самоконтролю	150
Лекція № 14. Екосистеми та екологічні функції світового океану. Проблеми забруднення та охорони вод світового океану...	151
14.1 Розмаїття рослинного й тваринного світу Світового океану	151
14.2 Біологічна структура Світового океану	153
14.3 Екологічні функції Світового океану	157
14.4 Забруднюючі речовини і негативний антропогенний вплив	159
14.5 Охорона і моніторинг вод Світового океану.....	163
Завдання на самопідготовку.....	166
Питання для самоконтролю	166
ЧАСТИНА 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ	167
РОЗДІЛ 4. Склад і будова атмосфери. Вода в атмосфері.....	167
Лекція № 15. Метеорологія та кліматологія як науки	167
15.1 Предмет метеорології та кліматології	167
15.2 Методи метеорології та кліматології.....	169
15.3 Організація і зміст метеорологічних спостережень.....	171
15.4 Значення метеорології та кліматології для народного господарства	173

Завдання на самопідготовку	175
Питання для самоконтролю	175
Лекція № 16. Хімічний склад атмосфери Землі. Вода в атмосфері.	176
16.1 Поняття атмосфери, її значення. Еволюція атмосфери	176
16.2 Хімічний склад сухого повітря нижніх шарів атмосфери.....	177
16.3 Вода в атмосфері.....	182
16.4 Характеристики вологості повітря	183
Завдання на самопідготовку	185
Питання для самоконтролю	186
Лекція № 17. Вертикальна будова атмосфери.	
Рівняння стану сухого і вологого повітря	186
17.1 Вертикальна будова атмосфери	186
17.2 Атмосферний тиск і засоби його вимірювання.....	192
17.3 Температура повітря і засоби його вимірювання	194
17.4. Рівняння стану сухого і вологого повітря	196
Завдання на самопідготовку	197
Питання для самоконтролю	198
Лекція № 18. Статика атмосфери	198
18.1 Основне рівняння статичної атмосфери	199
18.2 Барометрична формула реальної атмосфери.....	200
18.3 Вертикальний баричний градієнт	202
18.4 Барична сходина	203
18.5 Баричне поле.....	204
18.6 Горизонтальний баричний градієнт	205
Завдання на самопідготовку.....	206
Питання для самоконтролю	206
Лекція № 19. Рух повітря в атмосфері – вітер.....	206
19.1 Вплив вітру на складові біосфери Землі.....	206
19.2 Характеристики вітру	208
19.3 Сили, які впливають на швидкість та напрямок вітру	210
19.4 Різновиди вітру	213
19.5 Перенос та дифузія домішок в атмосфері	217
Завдання на самопідготовку	219
Питання для самоконтролю	219
Лекція № 20. Кругообіг води в атмосфері. Хмарність.....	220
20.1 Кругообіг води в атмосфері та його вплив на стан складових біосфери Землі	220
20.2 Фізичні умови формування хмарності.....	223
20.3 Міжнародна класифікація хмар	225
20.4 Особливості видів хмар.....	226
20.5 Світлові явища у хмарах	230
Завдання на самопідготовку	233
Питання для самоконтролю	233

Лекція № 21. Тумани, опади та електричні явища у хмарах	233
21.1 Серпанок, туман, імла	234
21.2 Наземні гідрометеори та ожеледь	237
21.3 Умови утворення атмосферних опадів	239
21.4 Класифікація атмосферних опадів	241
21.5 Електризація хмар та опадів	244
21.6 Активний вплив людини на атмосферні процеси	247
Завдання на самопідготовку	249
Питання для самоконтролю	249
Лекція № 22. Циркуляція атмосфери	250
22.1 Повітряні маси	250
22.2 Атмосферні фронти	252
22.3 Циклони	255
22.4 Антициклони	258
22.5 Місцеві вітри	259
Завдання на самопідготовку	264
Питання для самоконтролю	264
РОЗДІЛ 5. Радіаційний і тепловий режим атмосфери	
і діючої поверхні	265
Лекція № 23. Сонячна радіація в атмосфері	265
23.1 Випромінювання Сонця	265
23.2 Спектральний склад сонячної та земної радіації	266
23.3 Сонячна стала	267
23.4 Пряма сонячна радіація	267
23.5 Послаблення сонячної радіації в атмосфері	268
23.6 Сумарна сонячна радіація	271
Завдання на самопідготовку	272
Питання для самоконтролю	272
Лекція № 24. Радіаційний баланс земної поверхні та атмосфери ...	273
24.1 Засвоєння сонячної радіації землею	273
24.2 Випромінювання земної поверхні та атмосфери	274
24.3 Радіаційний баланс земної поверхні	276
Завдання на самопідготовку	278
Питання для самоконтролю	279
Лекція № 25. Термодинаміка атмосфери	280
25.1 Шляхи теплообміну земної поверхні з атмосферою	280
25.2 Термодинаміка атмосфери	282
25.3 Сухоадіабатичні зміни температури повітря	283
25.4 Вологоадіабатичні зміни температури повітря	283
25.5 Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага сухого повітря ..	285
25.6 Температурні інверсії	286
25.7 Добовий хід стратифікації атмосфери та конвекції	289
Завдання на самопідготовку	290
Питання для самоконтролю	290

РОЗДІЛ 3. Основи кліматології	291
Лекція № 26. Клімат та фактори його формування.....	291
26.1 Кліматична система.....	291
26.2 Радіаційні фактори формування клімату	293
26.3 Циркуляційні фактори клімату	295
26.4 Роль підстильної поверхні у формуванні клімату	299
26.5 Вплив морських течій на клімат	301
26.6 Вплив рослинного покриву на клімат.....	302
26.7 Вплив снігового покриву на клімат.....	303
26.8 Вплив рельєфу на клімат.....	304
Завдання на самопідготовку	307
Питання для самоконтролю	307
Лекція № 27. Закономірності географічного розподілу	
складових водного балансу	308
27.1 Географічний розподіл випаровування та випаровуваності.....	308
27.2 Географічний розподіл вологості повітря.....	309
27.3 Географічний розподіл туманів	310
27.4 Географічний розподіл атмосферних опадів.....	311
27.5 Обіг води в атмосфері	313
27.6 Географічний розподіл снігового покриву	315
Завдання на самопідготовку	317
Питання для самоконтролю	317
Лекція № 28. Класифікація кліматів Землі	317
28.1 Історія створення класифікації кліматів.....	317
28.2 Класифікація кліматів Л.С. Берга	319
28.3 Класифікація кліматів Б.П. Алісова	323
Завдання на самопідготовку.....	328
Питання для самоконтролю	329
Лекція № 29. Клімат України	329
29.1 Клімат України як багаторічний режим погоди	329
29.2 Основні метеорологічні елементи клімату України.....	331
29.3 Неприятливі метеорологічні явища в Україні	333
Завдання на самопідготовку	335
Питання для самоконтролю	335
Лекція № 30. Зміни і коливання клімату	336
30.1 Поняття про зміни та коливання клімату	336
30.2 Ознаки різних типів клімату минулого	337
30.3 Про зміни клімату в геологічному минулому	339
30.4 Про коливання клімату в історичний час.....	340
30.5 Сучасні коливання клімату.....	342
30.6 Гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі	342
30.7 Вплив людини на клімат	345
Завдання на самопідготовку.....	351
Питання для самоконтролю	352

Лекція № 31. Кліматичні ресурси України.	
Акліматизація та кліматотерапія	352
31.1 Кліматичні ресурси України	353
32.2 Вплив погодно-кліматичних умов на організм людини	355
31.3 Природно-кліматичні умови і здоров'я	360
Завдання на самопідготовку	363
Питання для самоконтролю.....	364
Література.....	365

ВСТУП

Гідрологія – є обов’язковою дисципліною 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 водну та повітряну оболонки Землі та їхню взаємодію з іншими складовими біосфери Землі.

Завдання тексту:

- ознайомити слухачів з термінологічним апаратом курсу гідрології;
- ознайомити з загальними відомостями про гідрологічні процеси і явища;
- сформувати первинні знання із загальної гідрології для раціонального й комплексного використання водних ресурсів та основними питаннями охорони водних ресурсів;
- 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:

- основні термінологічні поняття загальної гідрології;
- ключові гідрологічні процеси та їх закономірності;
- характеристику поверхневих та підземних вод;
- шкідливі і небезпечні чинники, що впливають на якість водних ресурсів в результаті господарської діяльності;
- регіональні особливості функціонування природних водних об’єктів;
- результати впливу гідрологічних процесів на якість навколишнього природного середовища та безпеку життєдіяльності людини;
- засоби охорони гідросфери від негативного антропогенного впливу;
- 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;
- термодинамічні процеси, що відбуваються в сухій та вологій атмосфері, та їх вплив на накопичення та розсіювання домішок;
- астрономічні та геофізичні чинники формування кліматичної системи;
- складові кліматичної системи та чинники, які впливають на зміну клімату.

вміти:

- класифікувати води Світового океану;
- визначати природні ресурси Світового океану;
- проводити морфометричну характеристику гідрографічних об'єктів;
- виконувати якісний аналіз впливу господарчої діяльності на стан гідрографічних об'єктів;
- досліджувати морфологічні риси гідрографічних об'єктів;
- мати навички користування картографічними творами для аналізу екологічного гідрографічних об'єктів;
- оцінювати, запропоновувати заходи щодо захисту гідрографічних об'єктів від негативної господарської діяльності людини;
- аналізувати розподіл основних метеорологічних величин у просторі і часі; проводити вимірювання основних метеорологічних величин;
- визначати характеристики вологості, типи температурної стратифікації атмосфери для виявлення умов розсіювання або накопичення забруднюючих речовини у приземному і граничному шарах атмосфери;
- визначати умови утворення туманів, розвинення хмар вертикального розвитку і формування опадів;
- визначати складові водного та радіаційного балансу атмосфери та проводити аналіз;
- визначати кліматичні показники та використовувати отриману інформацію на практиці;
- використовувати параметри граничного шару в задачах по оцінці стану забрудненої атмосфери та в проблемі захисту повітряного басейну від антропогенного забруднення.

Слухачі повинні оволодіти наступними **загальними (ключовими) програмними компетентностями**: мати базові знання в галузі інформатики й сучасних інформаційних технологій, навички використання програмних засобів і навички роботи в комп'ютерних мережах; вміти створювати бази даних і використовувати інтернет-ресурси; володіти знаннями про основи вчення про атмосферу, гідросферу, біосферу і ландшафти; та **професійними програмними компетентностями**: володіти методами відбору проб і проведення хіміко-аналітичного аналізу викидів в навколишнє середовище, геохімічних досліджень, обробки, аналізу і синтезу виробничої, польової і лабораторної інформації, методами складання екологічних і техногенних карт, збору, обробки, систематизації, аналізу інформації, формування баз даних забруднення навколишнього середовища, методами оцінки впливу на навколишнє середовище; вміти виявляти джерела, види і масштаби техногенного впливу; використовувати знання наук про Землю (метеорології і кліматології, гідрології, ґрунтознавства, геології з основами геоморфології) для дослідження явищ та процесів, що відбуваються в природному середовищі.

ЧАСТИНА 1. ГІДРОЛОГІЯ

РОЗДІЛ 1. ВСТУП ДО ЗАГАЛЬНОЇ ГІДРОЛОГІЇ. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК

ЛЕКЦІЯ № 1. ОБ'ЄКТ, ЗАВДАННЯ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ В ГІДРОЛОГІЇ

План

- 1.1.Об'єкт і предмет вивчення гідрології, поділ гідрології на розділи
 - 1.2.Зв'язок гідрології з іншими науками
 - 1.3.Практичне значення гідрології
 - 1.4.Види водних об'єктів та їх гідрологічний режим
 - 1.5.Методи гідрологічних досліджень
- Завдання на самопідготовку

1.2 Об'єкт і предмет вивчення гідрології, поділ гідрології на розділи

Земна куля як складна матеріальна система має шарувату будову. Вона складається з ряду оболонок, або сфер, які називаються геосферами. Є зовнішні та внутрішні геосфери. Основними зовнішніми геосферами є повітряна (атмосфера), водна (гідросфера) і тверда оболонка (літосфера), кожна з яких має свій поділ. Всі основні оболонки та їхні частини перебувають у складних взаємозв'язках і в сукупності утворюють географічну (ландшафтну) оболонку.

Географічну оболонку як єдине природне утворення вивчає фізична географія, а окремі компоненти (складові частини) її – рельєф, клімат, води, ґрунти, рослинність тощо – відповідні галузеві науки, які входять до циклу географічних наук. Вивченням води, яка знаходиться на земній кулі, займається наука *гідрологія*. Термін «гідрологія» походить від сполучення двох грецьких слів: *гідро* – вода, *логос* – наука; у перекладі на українську мову воно означає «наука про воду».

Вода є однією з найпоширеніших речовин на земній кулі. Вона займає більшу частину земної поверхні і зосереджена в океанах, морях, озерах, річках, льодовиках, болотах, ґрунтах і гірських породах. Усі ці водні утворення (водні об'єкти) характеризуються певними типовими властивостями і в сукупності утворюють єдину безперервну водну оболонку земної кулі – *гідросферу*.

Верхня межа гідросфери (поверхня океанів і морів, річок, озер, льодовиків і боліт) збігається з поверхнею земної кулі і нижньою межею атмосфери. Вона виражена досить чітко. Нижня межа гідросфери чітко не зціляється, тому що гідросфера в ряді випадків проникає в літосферу (земну кору).

Об'єктом вивчення гідрології є не вода як фізична речовина, а гідросфера в цілому. Вона вивчає властивості гідросфери та її складових частин, процеси й явища, які в них відбуваються, закономірності, за якими ці явища і процеси розвиваються, а також взаємозв'язок і взаємодію природних вод із землею корою й атмосферою.

Сучасна гідрологія як наука про гідросферу об'єднує в собі окремі науки про складові частини гідросфери. До них, перш за все, відноситься *загальна гідрологія*, предметом вивчення якої є розподіл та круговорот води на земній кулі, окремі частини гідросфери, взаємозв'язок між ними, найбільш загальні закономірності гідрологічних процесів і явищ, що в них відбуваються у взаємодії з атмосферою, літосферою і біосферою та під впливом господарської діяльності. Термін «загальна» вказує на те, що розглядаються найбільш загальні питання гідрології і що мова йде про всі водні об'єкти Землі.

Основна маса природних вод, як відомо, зосереджена в океанах і морях, значно менша – на суші. Процеси і явища, які відбуваються в океанах і морях, дуже відрізняються від процесів і явищ, що відбуваються у водних об'єктах суші. Тому різні й методи вивчення їх. Через це загальна гідрологія за об'єктами вивчення поділяється на дві великі самостійні частини: *гідрологію суші і гідрологію моря*.

Гідрологія суші, або точніше гідрологія поверхневих вод суші (часто її називають просто гідрологією), вивчає водні об'єкти суші. Залежно від об'єкта вивчення вона поділяється на великі розділи, яких нараховується понад 30.

Всі розділи гідрології мають свою специфіку, багато з них уже є самостійними науками, інші ще тільки розвиваються в цьому напрямку. Зокрема, до самостійних розділів належать гідрологія підземних вод, гідрологія річок, гідрологія озер, гідрологія боліт, гідрологія льодовиків і повітряна гідрологія. Вони мають свій предмет досліджень і вивчення, яким не займаються інші науки.

Гідрологія підземних вод вивчає походження, поширення, режим, динаміку, ресурси і фізико-хімічні властивості підземних вод та розробляє методи розвідування і добування їх для народногосподарського використання.

Гідрологія річок вивчає формування їхнього стоку, водний режим, характеристики річкового стоку, термічний і льодовий режим річок, хімізм води, річкові наноси, руслові процеси тощо.

Гідрологія боліт вивчає походження, поширення, розвиток і гідрологічний режим боліт, а *гідрологія озер* (лімнологія) – ці ж характеристики озер.

Гідрологія льодовиків, або гляціологія, вивчає умови й особливості походження, існування та розвитку льодовиків, їхній склад, будову, фізичні властивості, геологічну і геоморфологічну діяльність, географічне поширення та різні форми взаємодії з оточуючим середовищем.

Повітряна гідрологія вивчає водні процеси в атмосфері – утворення опадів, випаровування, конденсацію, вологість у зв'язку з повітряними течіями, теплообміном, сонячною радіацією тощо. Останнім часом у самостійні науки виділилися *гідрологія водосховищ* і *гідрологія морських гирл річок*; сформувався новий напрямок у гідрології, завданням якого є розробка наукових основ раціонального використання та охорони водних ресурсів; формується як самостійний розділ гідрології *екологічна гідрологія*, предметом вивчення якої є сукупність зв'язків між гідрологічними процесами і явищами та живими організмами у водних об'єктах, сучасний якісний та кількісний стан водних об'єктів у порівнянні з їхніми природними характеристиками. Екогідрологія оцінює також вплив господарської діяльності на водні об'єкти та водні ресурси і розробляє ; заходи щодо покращення або оптимізації їхнього стану.

Гідрологія моря виділилася в самостійну науку, яка вивчає процеси і явища, що відбуваються у Світовому океані, їхню взаємодію з навколишнім середовищем, а також окремі моря та океани. Відповідно до цього гідрологія моря поділяється на *океанологію* й *океанографію*.

Океанологія – наука про Світовий океан; вивчає фізичні, хімічні, геологічні й біологічні процеси та явища, які відбуваються у Світовому океані.

Океанографія – це частина океанології, яка вивчає режим Світового океану і фізико-хімічні особливості морської води.

Залежно від мети і способів вивчення водних об'єктів, а також видів використання водних ресурсів, у гідрології виділилися окремі наукові дисципліни, які належать або до всіх, або до окремих частин чи розділів гідрології. Так, вивчення водних об'єктів завжди пов'язане з проведенням різних спостережень і вимірювань – рівнів і витрат води, глибин, температури та хімічного складу води, льодових явищ, швидкостей протікання води, хвилювання, течій тощо. Ці вимірювання, незважаючи на деяку специфічність у проведенні їх на різних водних об'єктах, мають багато спільного.

Методи всіх вимірювань і спостережень з метою вивчення гідрологічного режиму водних об'єктів і методи обробки результатів спостережень та вимірювань розглядаються в такій науковій дисципліні, як *гідрометрія*. Вона поділяється на *гідрометрію річкову, морську, озерну, гідрометрію боліт, підземних вод, льодовиків*.

Окрема самостійна дисципліна *гідрографія* займається вивченням і описом конкретних водних об'єктів, а також встановленням закономірностей географічного розподілу вод на земній кулі і особливостей їхнього режиму та господарського значення. Вона поділяється на *гідрографію океанів і морів (океанографію)* і *гідрографію водних об'єктів суші*.

Дуже важливою дисципліною, котра об'єднує ряд розділів гідрології суші, є *інженерна гідрологія*, завданням якої є розробка методів визначення характеристик гідрологічного режиму водних об'єктів, необ-

хідних для проектування гідротехнічних споруд і планування водогосподарських заходів. На даних інженерної гідрології ґрунтуються проекти використання водних об'єктів для певних цілей (гідроенергетики, зрошення, осушення, промислового і комунального водопостачання, водного транспорту, лісосплаву тощо) і заходи щодо боротьби зі шкідливою дією вод (повеннями, водною ерозією, заболочуванням і засоленням ґрунтів, підтопленням, селями тощо). Без гідрологічних розрахунків неможливе будівництво на річках і навіть на невеликих водотоках будь-яких споруд – гребель, мостів, водозаборів, труб у насипах доріг для пропускання весняних снігових та зливових вод.

Багато заходів, пов'язаних з використанням вод, потребують обґрунтування не тільки засобами гідрологічних розрахунків. Наприклад, для планування робіт при будівництві споруд на великих річках, для експлуатації вже збудованих споруд (гідроелектростанцій, водозаборів, водосховищ), для планування використання водних ресурсів, судноплавства, заходів щодо боротьби з повеннями, велика роль належить *гідрологічним прогнозам*. Ця наукова дисципліна розробляє методи прогнозування гідрологічних характеристик (рівнів, витрат води, замерзання, скресання криги тощо) на майбутній період.

Вода, як усяке природне тіло, має ряд фізичних властивостей. Пізнання і розуміння суті процесів, котрі відбуваються в гідросфері та окремих її частинах неможливі без знання властивостей води. Вони вивчаються окремими науковими дисциплінами. Однією з характерних властивостей води є її рухомість. Вивченням законів руху і рівноваги рідин, зокрема води, та їхньої взаємодії з твердими тілами займається *гідромеханіка* та її прикладний розділ – *гідравліка*. Фізичні властивості води як речовини і процеси, що відбуваються у водній масі, вивчає *гідрофізика*, а хімічний склад і процеси – *гідрохімія*.

Гідрохімія в буквальному розумінні цього слова – хімія природної води. Остання відрізняється від штучних водних розчинів специфікою якісного і кількісного складу, одночасною присутністю в розчинах іонів, газів, колоїдів, наявністю органічної речовини і залежністю складу не лише від фізичних умов навколишнього середовища, але і від біологічних (у тому числі і мікробіологічних) процесів. Від хімічного складу води залежать її фізичні властивості – температура замерзання, величина випаровування, прозорість, характер протікання реакції. Тому визначення хімічного складу води має важливе практичне значення при водопостачанні, гідротехнічному будівництві, зрошенні, веденні рибного господарства.

Особливо важливою в сучасних умовах зростаючого антропогенного впливу є проблема забруднення природних вод. Джерелами забруднення їх є промислові і господарсько-побутові стічні води, які надходять з сільськогосподарських угідь. Вирішення цієї проблеми вимагає гідрохімічного вивчення водойм і водотоків, необхідного контролю їх стану, дослідження процесів самоочищення.

Гідрохімія поділяється на кілька розділів. Вивчення хімічного складу вод річок, озер і водосховищ базується на методах і висновках *гідрології*, органічного життя у водах – *гідробіології*. Дослідження хімічного складу вод океанів і морів пов'язані з *океанологією*, підземних вод – з методами гідрогеології та геохімії.

В цілому гідрохімія з гідрологією, гідробіологією та іншими суміжними дисциплінами в найближчій перспективі буде формувати гідроекологію.

Гідроекологія – вчення про взаємозв'язки між гідрологічними, гідрохімічними і гідробіологічними процесами у водах, які містяться у різних компонентах навколишнього середовища та впливають на життєдіяльність організмів і мають склад і властивості, сформовані під дією природних і антропогенних факторів.

1.2 Зв'язок гідрології з іншими науками

Гідрологія, вивчаючи води гідросфери, тісно пов'язана з іншими науками, які вивчають географічну оболонку і, зокрема, діяльність води на Землі. Серед них найближче до гідрології стоять *метеорологія* і *кліматологія*, *геологія*, *геоморфологія*, *фізична географія*, *картографія* та інші науки.

Так, загальними для гідрології і метеорології є питання вивчення круговороту води на Землі, утворення, випадання та розподілу по земній поверхні атмосферних опадів, випаровування води з поверхні річок, озер і водосховищ, випаровування вологи з ґрунту і рослинного покриву.

Загальними питаннями для гідрології, геоморфології і ґрунтознавства є процеси розмиву (ерозія) та відкладання (аккумуляція) продуктів руйнування гірських порід, що мають місце на земній поверхні.

Питання вивчення режиму підземних вод та їхнього зв'язку з поверхневими водами є спільним аспектом для гідрології суші й гідрогеології. Гідрохімія як частина гідрології пов'язана з хімією, гідробіологія – з біологією тощо.

Крім того, гідрологія взагалі і загальна гідрологія зокрема не можуть успішно розвиватися без використання досягнень таких фундаментальних наук, як фізика, хімія, математика. Остання в гідрології використовується у двох напрямках: по-перше, при обробці матеріалів спостережень широко використовуються математичні методи з використанням математичної статистики; по-друге, використання в гідрології фізичних законів вимагає строгих математичних обґрунтувань і методів математичного моделювання.

Гідрологія широко використовує досягнення техніки, особливо при введенні вимірювань і спостережень та обробці одержаних даних.

1.3 Практичне значення гідрології

Треба зазначити, що гідрологія відноситься до тих наук, практичні запити до яких історично завжди передували їхньому розвитку. Вода, водні джерела завжди відігравали дуже важливу і велику роль у житті людини. Особливо широке практичне застосування має гідрологія в наш час. Відомості про водні об'єкти, їхній режим, гідрологічні розрахунки і прогнози елементів водного режиму, кількість та якість води необхідні для задоволення потреб морського і річкового флоту, гідроенергетики, осушувальних і зрошувальних меліорацій, промислового, комунального міського та сільськогосподарського водопостачання, будівництва населених пунктів, промислових підприємств, мостів і доріг, рибного господарства, організації відпочинку населення та водного спорту, боротьби зі шкідливою дією вод, планування й проведення інших заходів щодо використання водних об'єктів і водних ресурсів.

У нашій країні водні об'єкти, як правило, використовуються комплексно, тобто так, щоб одночасно задовольняти потреби у воді всіх зацікавлених галузей господарства, віддаючи перевагу задоволенню потреб у воді населення.

Прикладом комплексного використання водних об'єктів є використання Дніпра. Так, у результаті завершення будівництва каскаду гідроелектростанцій на Дніпрі створено штучні водосховища корисним об'ємом близько 19 км³, на гідроелектростанціях виробляється в середньому за рік до 10 млрд кВт/год. електроенергії. Дніпро став судноплавним для великих суден, його вода використовується для промислового і комунального водопостачання багатьох як прилеглих, так і віддалених від річки населених пунктів, для зрошення, обводнення та водопостачання південних посушливих районів і великих промислових центрів (Донецького, Криворізького, Харківського); водосховища використовуються для риборозведення, боротьби з повеннями, в рекреаційних та інших цілях. Через це водні об'єкти вивчаються так, щоб максимально задовольнити гідрологічними характеристиками запити всіх галузей народного господарства.

На території України нараховується понад 73 000 річок і струмків різної довжини і близько 20 000 озер. Незначну частину її площі займають болота. Правильне використання водних ресурсів цих водних об'єктів в інтересах народного господарства значною мірою залежить від вивченості їхнього гідрологічного режиму.

Будівництво гідротехнічних споруд на річках, каналів, ставків і водосховищ, а також проведення меліоративних заходів істотно змінюють природний режим багатьох водних об'єктів. Це ставить перед гідрологією нові і складні завдання з вивчення режиму зарегульованих річок, каналів, водосховищ, водотоків на осушених та зрошуваних територіях.

Гідрологія має велике значення і для оборони країни, кордони якої частково проходять по морях та річках. Оборона морських рубежів вима-

гає знання глибини, режиму течій, хвилювання, коливання рівнів, прозорості морської води тощо. На суші водні об'єкти є природними рубежами, і тому необхідні дані про глибину і режим річок та озер, а для зимового періоду – ще й відомості про товщину і міцність льоду. Дуже важливими є дані щодо прохідності боліт.

Без знань з гідрології неможливе й вирішення актуальної проблеми сучасності – проблеми водозабезпечення, пов'язаної не стільки з кількісним, скільки з якісним виснаженням водних ресурсів, до якого призвело широкомасштабне використання їх різними галузями народного господарства і наступне скидання у водні об'єкти великої кількості стічних вод, котрі забруднюють природні води.

1.4 Види водних об'єктів та їх гідрологічний режим

Вода, яка знаходиться на земній кулі, зосереджена у водних об'єктах (водних утвореннях), що характеризуються певним, властивим тільки їм, водним режимом.

Вони діляться на три види:

- *водотоки;*
- *водойми;*
- *особливі водні об'єкти.*

До *водотоків* відносяться водні об'єкти на земній поверхні з поступальним рухом води в руслах у напрямку похилу; це – *річки, струмки, канали.*

До *водойм* відносяться водні об'єкти, які знаходяться в пониженнях земної поверхні і мають уповільнений рух води; це – *океани, моря, озера, ставки, водосховища, болота.*

Особливим видом водних об'єктів є льодовики та підземні води.

Водні об'єкти можуть бути постійними і тимчасовими (пересихаючими).

Водним об'єктам властивий певний *гідрологічний режим*, під яким розуміють закономірні зміни стану водного об'єкта в часі, що склалися під впливом фізико-географічних умов басейну, насамперед кліматичних.

Гідрологічний режим проявляється у вигляді багаторічних, річних, сезонних і добових коливань рівнів води (режим рівнів), витрат води (режим стоку), льодових явищ (льодовий режим), температури води (термічний режим), кількості та складу твердого матеріалу, що переноситься потоком (режим наносів), складу і концентрації розчинених речовин (гідрохімічний режим), змін русла водотоку (режим руслового процесу) тощо.

Колівання в часі рівнів і витрат води водних об'єктів, тобто режим їхніх рівнів і стоку, часто об'єднують під однією загальною назвою «*водний режим*».

Залежно від виду водного об'єкта розрізняють гідрологічний режим океану, моря, річки, озера, підземних вод, болота. Явища і процеси, які

характеризують гідрологічний режим водного об'єкта (наприклад, коливання рівня, витрат, температури води тощо), називаються *елементами гідрологічного режиму*.

Елементи гідрологічного режиму описуються за допомогою певного набору *гідрологічних характеристик*. Наприклад, режим стоку описується такими характеристиками, як витрати води за одну секунду, в середньому за добу, декаду, місяць, сезон, рік, багаторіччя, максимальні та мінімальні витрати тощо. Сукупність гідрологічних характеристик даного водного об'єкта в даному місці і в даний момент часу визначає *гідрологічний стан* водного об'єкта.

Під *гідрологічними явищами* розуміють форми проявлення окремих складових гідрологічного режиму, наприклад, виникнення різних видів льоду, його накопичення в руслі (затори, зажори), накопичення води в заглибленнях на поверхні водозборів та у заплавах під час весняного сніготанення, сейші в озерах, цунамі біля узбережжя океанів і морів тощо, а під *гідрологічними процесами* – послідовний розвиток у часі і просторі окремих гідрологічних характеристик.

1.5 Методи гідрологічних досліджень

У сучасній гідрології застосовуються різні методи досліджень елементів гідрологічного режиму водних об'єктів. Основними серед них є методи польових досліджень – *експедиційний, стаціонарний та напівстаціонарний*.

Експедиційний метод полягає в збиранні матеріалів про водні об'єкти шляхом порівняно короткочасного обстеження за спеціально розробленими програмами певної території або окремих водних об'єктів. Такий метод дослідження дає в основному якісні матеріали і опис вод певних територій з проведенням лише окремих вимірювань. Ці матеріали в основному в експедиціях, тривалість яких може бути від кількох днів до кількох років.

Щоб мати уявлення про зміни (динаміку) елементів гідрологічного режиму протягом тривалого періоду, застосовують *стаціонарний метод досліджень*. Він полягає у проведенні в певних пунктах спостережень над коливанням рівнів води, швидкістю течії, хвилюванням, льодовими явищами, температурою, хімізмом води тощо. Ці спостереження теж проводять за спеціальними програмами. Пункти спостережень на водних об'єктах називаються *гідрологічними станціями і постами*. Стаціонарні спостереження ведуться безперервно з року в рік і дають цінний матеріал для гідрологічних і географічних узагальнень, складання довідників, водного кадастру, гідрологічних прогнозів, проведення гідрологічних розрахунків та вирішення інших теоретичних і практичних задач.

За даними спостережень великої кількості гідрологічних станцій і постів, використовуючи загальногеографічні методи (аналогії, інтерпо-

ляції, картографування), роблять узагальнення гідрологічних характеристик у вигляді карт, типізації, класифікації, районування тощо.

Стационарні спостереження проводять у разі необхідності і під час експедиційних досліджень.

Останнім часом стали застосовувати так звані нетрадиційні методи гідрологічних досліджень. Серед них – дистанційні вимірювання за допомогою локаторів, аерокосмічні зйомки і спостереження, автономні реєструючі системи (автоматичні гідрологічні пости на річках, буйкові станції в океанах).

Завданням гідрології є не тільки опис і кількісна характеристика особливостей вод, але й встановлення законів, яким підпорядковані процеси в гідросфері. Виконати такі завдання можна лише із застосуванням *генетичного методу*, який дає можливість досліджувати закономірності розвитку гідрологічних процесів і явищ на основі узагальнення емпіричного матеріалу та фізичного аналізу одержуваних залежностей для з'ясування причин і умов виникнення процесів і явищ, які розглядаються. Залежності між елементами гідрологічного режиму і факторами, що на них впливають, можна одержати внаслідок теоретичних побудов, які ґрунтуються на законах фізики, механіки і хімії. Проте в ряді випадків гідрологічні процеси такі складні, що встановлення точних залежностей між їхніми елементами і факторами, що на них впливають, вимагає складної і клопіткої роботи. В таких випадках у гідрології застосовуються наближені емпіричні залежності у вигляді формул або графіків.

Складність гідрологічних процесів, велика кількість факторів, що впливають на них, нерідко утруднюють розв'язання питань про вплив тих або інших факторів на розвиток і особливості гідрологічних процесів. Тоді на допомогу приходить дослід – *активний експериментальний метод* досліджень, коли або відтворюється явище чи процес у лабораторних умовах, або відшукуються в природних умовах такі поєднання основних елементів даного явища чи процесу, що спостереження за ними і вимірювання їх може привести до одержання відповідних залежностей.

Так, у лабораторіях вивчають рух води і наносів при різних похилах, руслові процеси, виникнення вітрових і внутрішніх хвиль, сейш у морях та озерах, фізичні й хімічні властивості води тощо. В польових умовах на спеціально обладнаних експериментальних майданчиках або невеликих водозборах вивчають формування стоку, поглинання води ґрунтом, випаровування з водної поверхні і суші, вплив агротехнічних заходів, які проводяться на водозборах та ін.

Завершальним етапом гідрологічних досліджень, які проводяться будь-яким із вказаних методів, є *теоретичний аналіз* одержаних результатів. Він базується, з одного боку, на використанні законів фізики, а з другого – на географічних закономірностях просторово-часових змін гідрологічних характеристик. Нині для цього широко використовуються

методи математичного й імітаційного моделювання, системного аналізу, гідролого-географічних узагальнень.

Проектування гідротехнічних споруд, меліоративних систем, систем водопостачання тощо, їх будівництво та експлуатація потребують знання кількісних характеристик елементів водного режиму водотоків – середніх і крайніх (найбільших і найменших) величин рівнів води, витрат води, величин випаровування з водної поверхні, розмиваючої діяльності тощо. Матеріали спостережень дають можливість одержати ці величини лише за період спостережень, чого часто не досить для встановлення необхідних характеристик, особливо крайніх значень. Отримати ймовірні крайні значення елементів водного режиму, визначити ступінь ймовірності очікування цих величин, встановити типові риси режиму для водотоків певних територій можна за допомогою методів математичної статистики і теорії ймовірності, які дуже широко застосовуються в гідрології.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: гідросфера, гідрологія, екогідрологія, гідрометрія, гідрографія, ювенільна вода, гідрологічний режим, водний режим, елементи гідрологічного режиму, гідрологічний стан, гідрологічні явища, гідрологічні процеси.

Питання для самоконтролю

1. Назвіть за якими ознаками виділяється межа гідросфери.
2. Що є головним об'єктом вивчення гідрології?
3. На які два великих розділи поділяється загальна гідрологія?
4. Які розділи включає в себе гідрологія суші і що є предметом їхнього вивчення?
5. Що є предметом вивчення гідроекології?
6. Яке наукове та прикладне значення має гідрологія?
7. В чому полягає суть теорії виникнення гідросфери?
8. Як класифікуються водні об'єкти за характерним їм водним режимом?
9. Що називається гідрологічним режимом?
10. Які методи використовують в гідрологічних дослідженнях?

ЛЕКЦІЯ № 2. КРУГООБІГ ВОДИ У ПРИРОДІ Й ВОДНІ РЕСУРСИ ЗЕМЛІ

План

2.1. Розподіл води на земній кулі

2.2. Кругообіг води на Землі

2.3. Водний баланс Землі

Завдання на самопідготовку

2.1 Розподіл води на земній кулі

На земній кулі вода розподілена дуже нерівномірно. Більша частина її поверхні зайнята океанами і морями, які утворюють єдиний Світовий океан. Із загальної площі земної кулі 510 млн км² Світовий океан займає 51 млн км², або 71 %, а суша – 149 млн км², або 29 %. Площа океанів майже в 2,5 рази більша від площі суші. Суша розташована в основному у північній півкулі, де займає 100 млн км², або 39 %; у південній півкулі вона займає лише 49 млн км², або 19 %. Площа водної поверхні в північній півкулі дорівнює 155 млн км², тобто 61 %, а в південній – 206 млн км², або 81 % площі півкулі.

Як приклад можна привести наступне: якщо всю воду на Землі представити як уміст чотирьохлітрової пляшки, то легкодоступна для людських потреб кількість води становила б у цій пляшці тільки одну столову ложку (15 мл.) або менше половини відсотка від загальної кількості води.

На поверхні суші вода зосереджена в *річках, озерах, болотах і льодовиках*. Загальна площа цих водних об'єктів становить близько 20 млн км², або 15 % суші. Якщо не враховувати льодовики, то на решту водних об'єктів суші припадає всього 5,9 млн км², або 4 % площі суші. Крім того, вода просочується в ґрунт і гірські породи, проникаючи на глибину до 16-20 км, і формує *підземні води*. Вода міститься також у повітрі і є складовою частиною живих організмів.

Розподіл води по окремих частинах гідросфери земної кулі наведений у таблиці на слайді 5, з якої видно, що загальна кількість води на земній кулі становить 1 386 млн км³, з якої 1 338 млн км³, або 96,5 %, зосереджено в океанах і морях.

До *підземних вод* відносять гравітаційну воду, яка знаходиться в тріщинах і шпарках водонасичених шарів земної кори. Розрахунок природних запасів підземних вод верхньої частини земної кори зроблений до глибини 2 000 м. Вони становлять 23,4 млн км³. Точно визначити об'єм підземних вод дуже важко, оскільки невідома нижня межа їхнього поширення. Значно коливається також вміст води в різних гірських породах. Так, за даними вчених, в літосфері знаходиться від 60 млн км³ до 86 млн км³. Наведена в таблиці величина запасів підземних вод характеризує лише ті води, які беруть участь у кругообігу води в природі.

Грунтова волога, на відміну від підземних вод, тісніше зв'язана з погодними умовами: у вологі сезони вона накопичується в ґрунті, а в сухі – витрачається на випаровування з різних поверхонь і на транспірацію рослинністю. Практично вся ґрунтова волога міститься у двометровому шарі, її загальні запаси становлять 16,5 тис. км³.

Значно поширені на земній кулі *льодовики*. Вони займають площу понад 16 млн км², а їхній сумарний об'єм становить 24,1 млн км³ (разом з сніговим покривом, що залягає постійно). Більше 99% площі льодовиків і, відповідно, запасів води, які вони містять, знаходиться в полярних районах, в основному Антарктиці та Гренландії.

Багаторічна (вічна) мерзлота поширена на площі 21 млн км² (14 % суші). Більша частина її зосереджена в північній півкулі; в південній півкулі нею зайнято біля 1 млн км². Об'єм льоду в районах багаторічної мерзлоти приймається рівним 300 тис. км³.

Озера на поверхні суші зустрічаються більш-менш рівномірно на всіх континентах, проте найбільше їх в областях антропогенного зледеніння та безстічних областях. Сумарна площа озер усіх материків становить 2,07 млн км², а об'єм води – 176,4 тис. км³. З них 91 тис. км³ припадає на води прісних озер, а 85,4 тис. км³ – на солоні озера. Більша частина озерних солоних вод зосереджена в найбільшому солоному озері – Каспійському морі (його площа – 374 тис. км², об'єм води – 78,2 тис. км³), а найбільшим прісним озером є Байкал (його площа – 31,5 тис. км², об'єм води – 23 тис. км³).

Близько 2,7 млн км², або майже 2 % суші, займають *болота*. Найбільше їх у північній півкулі, переважно в лісовій зоні Азії, Європи та Північної Америки. На інших континентах болота мають обмежене поширення. Сумарний об'єм болотних вод світу становить приблизно 11,5 тис. км³.

Кількість води в *руслах річок* безперервно змінюється з року в рік і від сезону до сезону залежно від зміни кліматичних факторів стоку – опадів і випаровування. Ці коливання для різних річок є, як правило, не синхронними, тому одноразовий сумарний запас води в руслах річок визначається для середніх умов, виходячи з припущення, що в даний момент на всіх річках проходить середня багаторічна витрата води. Сумарні одноразові запаси води в руслах річок світу оцінюються в 2120 км³. Незважаючи на те, що об'єм цих вод на земній кулі дуже малий (лише 0,0002 % загальних запасів води на Землі і тільки 0,006 % прісних вод), вони мають дуже важливе значення для людини, тому що є безперервно відновлюваним джерелом водних ресурсів.

З водою нерозривно пов'язане життя на земній кулі. У всіх частинах біосфери вода є необхідною речовиною для підтримання і розвитку життя.

Кількість *біологічної води*, тобто води, яка знаходиться в живих організмах і рослинах, порівняно з кількістю інших видів води дуже незначна – всього 1120 км³. Наведений об'єм біологічної води є орієнтовним,

тому що кількість біомаси (а в ній у середньому міститься 80 % води), за підрахунками різних дослідників, коливається від $3,6 \cdot 10^{11}$ до $3,6 \cdot 10^{14}$ т.

В *атмосфері* вода знаходиться у вигляді водяної пари, крапель води і кристалів льоду. Повітряними течіями вона переноситься з одних районів в інші і, конденсуючись за певних умов, випадає у вигляді атмосферних опадів. Загальна кількість її становить 12,9 тис. км³ і зосереджена в основному (90 %) в нижніх шарах атмосфери (від 0 до 5 км).

2.2 Кругообіг води на Землі

Кругообіг води на Землі – це безперервний замкнутий процес переміщення води на ній. Він має циклічний характер і складається з кількох ланок: випаровування води, перенесення водяної пари повітряними течіями, утворення хмар, випадання опадів, поверхневого і підземного стікання вод суші в океан. Рушійними силами кругообігу води є притік до поверхні Землі сонячної енергії та сила тяжіння.

Під впливом сонячної енергії з поверхні океанів, морів, озер, річок, льодовиків, снігового покриву, ґрунту і рослинності щороку випаровується 577 тис. км³ води. В атмосфері водяна пара поширюється шляхом дифузії, вертикальної конвекції і, переважно, повітряними течіями, які переносять її на великі відстані.

Сила тяжіння примушує вологу, яка конденсується в атмосфері за сприятливих умов, випадати у вигляді опадів, а всі поверхневі і підземні води стікати по схилах земної поверхні і в нахилених шарах земної кори.

Основним джерелом надходження води в атмосферу є Світовий океан, з поверхні якого під дією сонячної енергії щороку випаровується 505 тис. км³ води, або 87,6 % загальної кількості вологи, що випаровується на земній кулі. Більша частина цієї вологи (458 тис. км³, або майже 91 % повертається у вигляді атмосферних опадів безпосередньо на поверхню океанів і морів.

Процес випаровування води з поверхні Світового океану і повернення її у вигляді атмосферних опадів знову в океан називається *малим, або океанічним, кругообігом води*. Менша частина вологи (47 тис. км³) бере участь у *великому, або материковому, кругообізі*, вступаючи в складну взаємодію з землею поверхнею, фізичними хімічними й біологічними процесами, котрі на ній проходять.

Схематично *великий кругообіг води на земній кулі* відбувається так. Волога, яка переноситься повітряними течіями з океанів на сушу, за певних умов конденсується і випадає на поверхню у вигляді атмосферних опадів. Ці опади під впливом сили тяжіння або стікають по поверхні суші в напрямку загального похилу місцевості, або просочуються вглиб, або знову випаровуються. Та частина атмосферних опадів, котра стікає по земній поверхні, збирається в струмки, річки, замкнуті водойми. Більшість річок несе свої води в моря і океани, а з поверхні замкнутих во-

дойм вода випаровується повністю або частково. Волога, що потрапляє в ґрунт, також частково випаровується безпосередньо з його поверхні або транспірується рослинністю, частина її просочується вглиб і утворює підземні води. Останні беруть участь у живленні річок, частина їх підземним шляхом досягає морів і океанів.

Волога, яка потрапляє в атмосферу з поверхні суші та її водойми і водотоків, доповнює вологу, що надходить з океану. Повітряні течії переносять її на віддалені від океану території, де ця волога за певних фізико-географічних умов випадає атмосферними опадами. Тут вона знову частково випаровується, а частково просочується в ґрунт, а також стікає по земній поверхні в моря та океани. Стікання води в океан замикає великий кругообіг вологи на земній кулі. Таким чином води Світового океану, атмосфери і суші зв'язані між собою в одне ціле, в єдину систему.

Треба зазначити, що такий процес кругообігу води в природі – лише спрощена схема. В дійсності він набагато складніший. Так, частина води втрачається на гідратацію гірських порід і виключається із загального кругообігу. Певна кількість вологи, навпаки, виходить на поверхню з глибоких земних надр і поповнює водні маси, які беруть участь у кругообігу. Крім того, не вся вода, що стікає по земній поверхні, досягає океанів і морів.

Пов'язано це зі тим, що суша ділиться на дві частини, або області, – *стічну*, або область зовнішнього стоку, і *безстічну*, або область внутрішнього стоку.

Стічною (периферійною) називається частина суші, річковий стік з якої здійснюється безпосередньо в океани і моря.

Безстічною називається частина суші, з якої немає стоку в океан; води її річок або надходять у безстічні озера, або витрачаються на випаровування. З усієї площі суші стічні області займають 119 млн.км², решта (30 млн.км²) припадає на безстічні області.

Із *безстічних* областей найбільшими є: в *Європі* – водозбірний басейн Каспійського моря, в *Середній Азії* – Туранська низовина, яка включає пустелі Каракуми, Кизилкуми, Бетпак-Дала, Муюнкум, плато Устюрт тощо; в *Центральній Азії* – пустелі Алашань, Гобі, Такла-Макан; в *Африці* – пустелі Сахара, Лівійська, Нубійська, Калахарі і Наміб, водозбори озер Чад, Руква, Рудольф тощо; в *Північній Америці* – пустелі Великого Басейну і Мексиканського нагір'я, плато Колорадо тощо; в *Південній Америці* – водозбори озер Тітікака – Поопо, пустеля Пуна-де-Атакама, плато Патагонії тощо; в *Австралії* – західна і центральна частини материка.

Серед безстічних областей виділяють безстічні області з внутрішнім стоком, на території яких може випадати значна кількість опадів, буде розгалужена сітка водотоків, але всі вони несуть свої води в замкнуті водойми – озера (наприклад, басейни Волги, Уралу, Сирдар'ї, Амудар'ї та ін.) й *ареїчні області*, котрі ніякого поверхневого стоку не мають, бо вся вода, що випадає на їхню поверхню, швидко випаровується, і стік сфор-

муватися не може. В таких областях річки протікають лише транзитом. Ареїчні області займають 17% поверхні материків. Найбільшими з них є Сахара, пустелі Австралії, Центральної й Середньої Азії та ін.

Вода безстічних областей бере участь у відносно самотійних кругообігах, а зв'язок її зі Світовим океаном здійснюється лише шляхом перенесення вологи в пароподібному стані повітряними течіями в периферійні області суші чи безпосередньо на моря та океани, або (незначною мірою) підземними шляхами. В кругообізі вологи в межах безстічних областей бере участь лише 9 тис.км³ води.

Великий кругообіг включає в себе ряд місцевих, внутрішньоматерикових вологооборотів, які відбуваються безпосередньо на суші, коли частина води від опадів не потрапляє в річку, а випаровується, знову конденсується і випадає у вигляді дощу чи снігу на земну поверхню. Отже, ця волога, перш ніж повернутися в океан, робить кілька оборотів, зволожуючи ті або інші території суші.

Кругообіг води між океаном і сушею дає початок іншим окремим ланкам загального кругообігу. В межах нашої планети виділяють ще такі *види вологообміну*: між Землею і космосом; між атмосферою і океаном; між атмосферою, ґрунтовим покривом і біосферою. Проте найсуттєвіше значення для розвитку природного середовища і господарської діяльності людини має вологообіг між океаном, атмосферою, сушею та біосферою.

Кругообіг води, з одного боку, суттєво залежить від природних енергетичних ресурсів, а з другого боку, сам має великий вплив на енергетичний баланс атмосфери і земної поверхні. Він відіграє значну роль у перерозподілі тепла на Землі і є могутнім фактором теплового впливу океанів на сушу.

2.3 Водний баланс

В процесі кругообігу вода зазнає фізичних змін: з рідкого стану переходить у пароподібний, твердий і знову в рідкий.

Співвідношення надходження і витрат води з урахуванням змін її запасів за вибраний інтервал часу для певного об'єкту називається *водним балансом*.

Математичною моделлю кругообігу води є *рівняння водного балансу*. Відносна незмінність рівня Світового океану свідчить про те, що між прибутковою (атмосферні опади) і видатковою (випаровування, стік) частинами кругообігу існує рівновага (баланс). Її характеризують прості рівняння водного балансу як земної кулі, так і окремих частин (Світового океану, суші, окремих континентів, річкових басейнів, озер, окремих країн).

В принципі, рівняння водного балансу може бути складене для будь-якої території, обмеженої довільним контуром.

Так, для *малого кругообігу* (в межах океану) рівняння водного балансу має вигляд:

$$Z_o = X_o + Y_c; \quad (2.1)$$

для великого кругообігу:

$$Z_c + Y_c = X_c; \quad (2.2)$$

для безстічних областей

$$Z_\delta = X_\delta; \quad (2.3)$$

для земної кулі в цілому

$$Z_3 = Z_o + Z_c + Z_\delta = X_o + X_c + X_\delta = X_3 \quad (2.4)$$

$$\text{або } Z_3 = X_3, \quad (2.5)$$

де Z_o , – середнє багаторічне сумарне випаровування з поверхні Світового океану;

Z_c – випаровування за цей же час з поверхні периферійних областей суші;

Z_δ – випаровування з поверхні безстічних областей;

Z_3 – випаровування з поверхні всієї земної кулі;

X_o – середня багаторічна сума атмосферних опадів на поверхню Світового океану;

X_c – те ж для периферійних областей суші;

X_δ – опади на поверхню безстічних областей;

X_3 – середня багаторічна сума опадів для всієї земної кулі;

Y_c – середній сумарний багаторічний стік із суші.

Ці рівняння водних балансів показують, що:

1) з океанів і морів в середньому щороку випаровується стільки вологи, скільки випадає на них опадів у сумі з річковим стоком;

2) із поверхні суші в середньому щороку випаровується стільки вологи, скільки випадає на її поверхню опадів мінус річковий стік;

3) з поверхні безстічних областей щороку випаровується стільки вологи, скільки випадає на її поверхню опадів;

4) сумарне випаровування вологи з поверхні океанів, морів і суші дорівнює сумі опадів, що випадають на їхню поверхню.

Кількісні показники середнього багаторічного водного балансу земної кулі і окремих її частин наведені в таблиці на слайді.

Треба зазначити, що внаслідок неоднакової точності визначення окремих складових, ідеальний розрахунок водного балансу Землі, по суті, майже неможливий. Так, об'єм усіх прісних вод становить лише 2,8 % об'єму Світового океану і врахування їх майже не позначилося б на зміні його водного балансу. Отже, в даний час можна скласти лише наближе-

ний водний баланс Землі з похибкою, яка залежить від точності визначення окремих його складових.

Водний баланс ділянок суші, з урахуванням господарської діяльності, крім зазначених складових, може включати безповоротний забір води з водних об'єктів, перекидання стоку з інших територій. Землеробство, вирубка лісів, створення водоймищ також впливають на співвідношення природних складових водного балансу.

Крім кругообігу води існують також кругообіг наносів, кругообіг солей та кругообіг газів.

Кругообіг наносів. Наноси – це тверді речовини, що містяться у водних об'єктах і переносяться водою у зваженому стані. Основне джерело надходження наносів у водні об'єкти – змив ґрунту з поверхні водозборів талими й дощовими потоками (ерозія) і в меншій мірі розмив дна й берегів водних об'єктів під дією плину й хвиль. Річками наноси виносяться в океан, де вони доповнюються продуктами розмиву морських берегів і скаламучування дна хвилями на мілководді, а також частками рослинних і тваринних організмів.

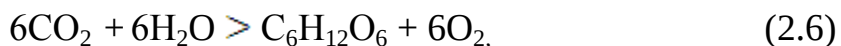
Річний стік зважених наносів річок світу – 15,7 млрд т у рік. Стік ваблених наносів річок світу 5-10% загального твердого стоку.

Кругообіг солей. Підземні води при своєму русі розчиняють гірські породи і є основними джерелами формування сольового складу рік і водойм суші. З річковими водами у Світовий океан виносяться 3,1 млрд т солей за рік, 1,2 млрд т солей надходить у нього безпосередньо з підземними водами, 0,2 млрд т утвориться в результаті розчинення річкових суспензій.

З поверхні океану з парками частками води, а також із бризами щорічно йде 5 млрд т солей, з яких 4,5 млрд т відразу вертається назад, а 0,5 млрд т несеться на сушу. Таким чином, запас солей в океані щорічно поповнюється на 4 млрд т, тобто біля однієї десятимільйонної частки їхньої загальної кількості в ньому.

Кругообіг газів. З газів, що беруть участь у кругообігу речовин у природі, найбільше значення мають кисень O_2 і діоксид вуглецю CO_2 (вуглекислий газ).

Найважливіший фактор кругообігу цих газів – процес фотосинтезу:



у результаті якого поглинається діоксид вуглецю, створюється органічна речовина (продукція) і виділяється кисень.

Внаслідок життєдіяльності фітопланктону океану продукується 154 млрд т у рік органічної речовини (приблизно стільки ж, скільки рослинністю суші). Витрата O_2 відбувається в результаті біохімічного й хімічного розкладання (окислювання) органічної речовини (деструкція), що супроводжується виділенням CO_2 . З дощовими й річковими водами в

океан надходить 3,6 млрд т O_2 . На окисні процеси в океані, а також споживання живими водними організмами витрачається 151 млрд т O_2 . Надлишок в 6,6 млрд т океан щорічно віддає атмосфері.

Джерелами надходження CO_2 в океан, крім процесу розкладання органічних речовин, служать річкові й дощові води, подих водних організмів, виверження підводних вулканів. В океані у високих широтах CO_2 завдяки підвищеній розчинності при низьких температурах води поглинається з атмосфери. При переміщенні цих вод у низькі широти внаслідок підвищення температури води океан віддає CO_2 в атмосферу. Помітним фактором надходження CO_2 в атмосферу є господарська діяльність.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: кругообіг води, стічна область, безстічна область, арктична область, водний баланс.

Питання для самоконтролю

1. Яким чином розподілена вода на земній кулі по окремих складових гідросфери?
2. Що являє собою океанічний кругообіг води?
3. Що являє собою кругообіг води на Землі, які його рушійні сили та види?
4. Чим вирізняються стічні та безстічні області?
5. Дайте визначення терміну – водний баланс.
6. Яку суть має рівняння водного балансу?

ЛЕКЦІЯ № 3. ФІЗИКО-ХІМІЧНИЙ СКЛАД ВОДИ І ФАКТОРИ ЙОГО ФОРМУВАННЯ

План

- 3.1. Хімічний склад води
- 3.2. Чинники формування складу вод
- 3.3. Класифікація природних вод
- 3.4. Фізичні властивості води

Завдання на самопідготовку

3.1 Хімічний склад води

Хімічно чиста вода – це сполука водню з киснем, яка має хімічну формулу H_2O . Її молекула складається з 11,11 % водню і 88,89 % кисню, але характерною особливістю молекул води є їхня властивість

об'єднуватись в агрегати – сполуки кількох молекул. У пароподібному стані (при температурі більше 100° С) вода складається, головним чином, з однорідних простих молекул, відповідає формулі H_2O і називається *гідролем*. Агрегат із двох простих молекул $(\text{H}_2\text{O})_2$ називається *дигідролем*, а сполучення з трьох молекул $(\text{H}_2\text{O})_3$ – *тригідролем*. Рідка вода – це суміш молекул: (H_2O) , $(\text{H}_2\text{O})_2$, $(\text{H}_2\text{O})_3$, а у воді у твердому стані (лід) переважають $(\text{H}_2\text{O})_3$. У воді в твердому стані (лід) переважають трійчасті молекули – тригідролі, які мають найбільший об'єм.

Хімічно чиста вода в природі майже не зустрічається. Природна вода є добрим розчином і тому завжди містить у собі завислі й розчинені речовини.

Залежно від розмірів часток розчинених речовин розчини бувають *молекулярно-іонними* (розміри не перевищують 10^{-7} мм), *колоїдні* (розміри від 10^{-7} до 10^{-5} мм). Частки речовин розміром більше 10^{-5} називаються *суспензіями* або *зависями*.

Хімічний склад природних вод поділяється на шість груп: *головні іони, розчинені гази, біогенні речовини, мікроелементи, органічні речовини і забруднювальні речовини*.

1. Головні іони. До головних іонів солей відносяться негативно заряджені іони (аніони): хлоридні (Cl^-), сульфатні (SO_4^{2-}), гідрокарбонатні (HCO_3^{2-}), карбонатні (CO_3^{2-}); позитивно заряджені іони (катіони): натрію (Na^+), калію (K^+), магнію (Mg^{2+}), кальцію (Ca^{2+}).

За переважанням аніона всі природні води поділяються на 3 класи: *гідрокарбонатний, сульфатний і хлоридний*; за переважанням катіона на три групи: *кальцієву, магнієву, натрієву*.

Річкові води переважно відносяться до гідрокарбонатного класу кальцієвої групи; підземні води – до сульфатного класу і магнієвої групи; води океанів і морів – до хлоридного класу і натрієвої групи.

2. Розчинені гази. Велике значення для біологічних, біохімічних та інших процесів, які відбуваються в материкових і океанічних водах, мають розчинені у воді гази. Це – кисень (O_2), вуглекислий газ (CO_2), сірководень (H_2S), метан (CH_4), азот (N_2).

Із розчинених газів найбільше значення мають кисень і двоокис вуглецю (вуглекислий газ).

Природні води збагачуються на кисень за рахунок надходження його з атмосфери, в результаті виділення водною рослинністю в процесі фотосинтезу. Утрачається кисень на окислення органічних речовин, а також виділяється в атмосферу.

Двоокис вуглецю у воду надходить при окисленні органічних речовин і виділяється з гірських порід. При перенасиченні води CO_2 він виділяється в атмосферу, йде на засвоєння організмами при фотосинтезі.

Сірководень у природних водах утворюється внаслідок розпаду органічних сполук, розчинення мінеральних солей мінералів (гіпсу, сірчаного колчедану).

Азот потрапляє у природні води з атмосферного повітря внаслідок розкладу органічних залишків і відновлення сполук азоту денітрифікуючими бактеріями.

Метан у проточних природних водах знаходиться у невеликих кількостях. Але у підземних і болотних водах уміст метану може сягати 30 мг/дм³ і більше.

Особливе місце займають іони водню, які утворюються в результаті дисоціації вугільної кислоти і самої води. Концентрація іонів водню визначає кислотно-лужну рівновагу розчинів і виражена через показник рН. Отже, вода з нейтральною реакцією має рН = 7. При рН менше 7 реакція кисла, при рН більше 7 – лужна. Більшість природних вод мають рН від 6,5 до 8,5.

Розчинність газів у воді залежить від їхніх властивостей, тиску газу на поверхню води, температури і мінералізації води. Розчинність газів у воді зменшується зі збільшенням її мінералізації та підвищенням температури.

3. Біогенні речовини, (слайд 7) сполуки азоту N, фосфору P, заліза Fe, кремнію Si. Це, перш за все, іони нітратного (NO₃⁻), нітритного (NO₂⁻), іони амонію (NH₄⁺), фосфати (PO₄³⁻) Ці речовини потрапляють у воду з атмосфери, ґрунту, при розкладанні органічних сполук, при скиданні у водні об'єкти промислових, сільськогосподарських і побутових вод. У природних водах їх мало, але вони мають важливе значення для розвитку життєвих процесів.

4. Органічні речовини. Органічні речовини являють собою продукти розпаду різних організмів (рослин і тварин). Зустрічаються в природних водах переважно у вигляді вуглецю, кисню та водню, які складають 98,5 % їхньої маси. Останні 1,5 % становлять азот, фосфор, сірка, калій, кальцій та інші елементи. Це вуглеводи, білки і продукти їх розпаду, ліпіди, гумінові кислоти та ін.

Органічні речовини надають воді жовтуватого забарвлення.

5. Мікроелементи – це речовини, які знаходяться в природних водах у дуже малих концентраціях, у мікрограмах на літр (мкг/л, мкг/дм³). Серед них виділяють такі: бром В, йод І, фтор F, літій Li, барій Ва; важкі метали: залізо Fe, нікель Ni, цинк Zn, кобальт Со, мідь Cu, кадмій Cd, свинець Pb, ртуть Hg та ін.; радіоактивні елементи як природного походження (калій ⁴⁰K, рубідій ⁸⁷Rb, уран ²³⁸U, радій ²²⁶Ra та ін.), так і антропогенного (стронцій ⁹⁰Sr, цезій ¹³⁷Cs та ін.) походження.

Багато з мікроелементів необхідні для життєдіяльності організмів, але підвищена концентрація деяких з них у воді може перетворити воду на отруту.

6. Забруднювальні речовини. Під забруднювальними речовинами розуміють такі, вміст яких у воді зумовлює порушення норми якості води. Це – нафтопродукти, отрутохімікати (пестициди, гербіциди), добрива, миючі засоби та ін.

3.2 Чинники формування складу вод

Чинники, які визначають склад природних вод, поділяються на такі групи:

- фізико-географічні (рельєф, гідрографічна мережа, клімат, ґрунтовий покрив);
- геологічні (склад гірських порід, тектонічна будова, гідрогеологічні умови);
- фізико-хімічні (хімічні властивості, кислотно-лужні та окисно-відновні умови, змішування вод і катіонний обмін);
- біологічні (життєдіяльність живих організмів і рослин);
- антропогенні (штучні) – усі чинники, пов'язані з діяльністю людини.

1. До фізико-географічних чинників відносять такі:

Рельєф посередньо впливає на мінералізацію і хімічний склад ґрунтових та поверхневих вод. Розчленований рельєф сприяє інтенсивному стоку, вилуженню та виносу солей з водоутворюючих порід. У цьому випадку виникає тенденція опріснених вод і формування гідрокарбонатного класу кальцієвої групи.

На рівнинних просторах в умовах уповільненого стоку та слабого дренажу, особливо в умовах посушливого клімату, формуються води підвищеної мінералізації та строкатого хімічного складу (степові рівнини).

Гідрографічна мережа впливає на хімічний склад поверхневих і ґрунтових вод через густоту та глибину ерозійного врізу, величину поверхневого стоку, схили, рівневий та льодовий режим. Глибокий ерозійний вріз, велика густота річкової мережі, інтенсивний стік сприяють формуванню вод слабкої мінералізації гідрокарбонатно-кальцієвого складу (ліссостеп). Слабкий поверхневий стік сприяє підвищенню рівня ґрунтових вод і при сухому кліматі – інтенсивному їх випаровуванні, що призводить до підвищення мінералізації поверхневих (рівнини півдня). В умовах зволоженого клімату ці фактори не істотно впливають на склад вод, тому що основним формуючим фактором є клімат.

Клімат впливає на хімічний склад вод суходолу через склад атмосфери, атмосферні явища, сонячну радіацію, режим вітру, інтенсивність і режим атмосферних опадів, температуру повітря і випаровування.

Атмосферні опади істотно впливають на мінералізацію, склад ґрунтових і поверхневих вод унаслідок їх надходження в поверхневі водойми і ґрунтові води. Інтенсивність і кількість опадів формують режим поверхневого стоку та регулюють гідрохімічний режим річок, озер, водосховищ, вод місцевого стоку. В умовах засолених порід зони аерації у періоди інтенсивного випадання опадів у ґрунтових вод змінюється не тільки мінералізація, а й хімічний склад (степова зона).

Вплив температури повітря на зміни хімічного складу поверхневих і ґрунтових вод істотний у випадках, коли зміни температур повітря при-

зводять до змін температури води і значного промерзання ґрунтового покриву. Коливання температур води обумовлюють зміни розчинності солей, а отже, підвищують або знижують мінералізацію. Льодовий покрив призводить до порушення рівноваги карбонатно-кальцієвої системи у поверхневих водах унаслідок накопичення вільного двоокису вуглецю при окисленні органічних речовин в умовах порушеного газообміну з атмосферою.

Випаровування поверхневих вод веде до підвищення їх мінералізації. Слабко розчинені солі випадають в осад і гідрокарбонатні води переходять у сульфатні, а потім – у хлоридні.

Ґрунти змінюють хімічний склад поверхневих і ґрунтових вод, збагачуючи їх різними солями, органічними речовинами і вільною вуглекислою при фільтрації атмосферних опадів.

2. *Геолого-структурні фактори* впливають, головним чином, на склад та мінералізацію підземних вод, а через них – на живлення ними поверхневих вод.

До *гідрогеологічних факторів* відносять гідродинамічні та гідрогеологічні умови, які в значній мірі обумовлюють хімічний склад поверхневих і особливо підземних вод.

3. До складу *фізико-хімічних факторів* формування складу природних вод відносять хімічні властивості елементів, розчинність солей, лужно-кислотні, окисно-відновлювальні умови, дифузію, змішування вод, катіонний обмін, температуру, тиск та ін.

4. Вплив *біологічних факторів* обумовлюється діяльністю рослин та мікроорганізмів. Вони зумовлюють, з одного боку, біогенну метаморфізацію природних вод, а з іншого – збагачуються у деяких випадках мікрокомпонентами. Рослинність впливає на характер ґрунтових реакцій. Так, хвойні ліси сприяють збільшенню кислотності через кислі властивості їхніх органічних решток, трав'яниста рослинність, навпаки, сприяє нагромадженню лугів у ґрунтових розчинах. Водні рослини змінюють газовий та хімічний склад водойм. Унаслідок життєдіяльності рослин водойми збагачуються органічною речовиною.

Мікроорганізми у водоймах розкладають залишки відмерлих рослин і тваринних організмів. Цей процес може закінчуватись повним розпадом органічних речовин з утворенням простих мінеральних сполук (CO_2 , H_2O та інших). Така життєдіяльність мікроорганізмів має дуже серйозне значення для природного очищення вод.

Крім того, мікроорганізми вилучають із води різні хімічні елементи (N, P, C, Ca, K, мікроелементи).

5. *Антропогенні фактори* – це різноманітна людська діяльність, як на водозборах, так і безпосередньо в руслах річок. За характером впливу вони поділяються на хімічні та фізичні. Хімічний вплив – це надходження до водних об'єктів речовин зі стічними водами, з атмосфери, а також із джерел, що викликають зміну природного хімічного складу вод.

Фізичний вплив – це зміна фізичних параметрів (температури, рН тощо). Ці зміни називають антропогенним забрудненням.

Унаслідок антропогенного впливу в природні води можуть надходити як іони, утворені за аналогією, що входять до складу незабруднених вод (хлориди, сульфати, натрій та ін.), так і компоненти, які в природних водах не зустрічаються (пестициди, деякі важкі метали).

3.3 Класифікація природних вод

Широке коливання вмісту мінеральних і органічних речовин ускладнює класифікацію природних вод. В основу класифікації природних вод покладені результати гідрохімічного аналізу та величини мінералізації.

Мінералізація природної води – сумарний уміст у воді розчинених солей в одному літрі води. Такий уміст виражають у вигляді суми іонів у міліграмах на 1 л (дм^3) води, у грамах на 1 кг, у ‰.

За величиною мінералізації найбільшою популярністю користується класифікація О. Алекіна. Стосовно прісноводних об'єктів О. Алекін розробив більш детальний поділ.

У гідрохімічній класифікації О. Алекін поділяє природні водні домінуючим аніоном на *три класи*:

- гідрокарбонатні (HCO_3^-) й карбонатні (CO_3^{2-});
- сульфатні (SO_4^{2-});
- хлоридні (Cl^-).

Кожен клас поділяється за домінуючим катіоном на *три групи*:

- кальцієву;
- магнієву;
- натрієву.

Кожний тип води визначається співвідношенням між іонами в еквівалентних концентраціях.

Річкові води переважно відносяться до гідрокарбонатного класу і кальцієвої групи; підземні води нерідко відносяться до сульфатного класу і магнієвої групи; води океанів та морів належать до хлоридного класу і натрієвої групи.

Концентрація найпоширеніших двовалентних катіонів Ca^{2+} , Mg^{2+} обумовлює загальну жорсткість води.

Жорсткість води характеризується сумою міліграмів-еквівалентів іонів кальцію і магнію, які містяться в 1 літрі води (1 мг-екв відповідає вмісту 20,04 мг/л Ca^{2+} або 12,26 мг/л Mg^{2+}).

Розрізняють *загальну жорсткість* води, яка обумовлюється загальною кількістю наявного у воді кальцію і магнію; *усунену жорсткість*, яка характеризується ступенем зменшення жорсткості води при тривалому її кип'ятінні; і *постійну жорсткість*, яка залишається після випадання карбонатних солей в результаті кип'ятіння води.

Залежно від загальної твердості розрізняють воду: дуже м'яку (до 1,5 мг-екв/л); м'яку (1,5-3 мг-екв/л); помірно жорстку (3-6 мг-екв/л); жорстку (7-9 мг-екв/л); дуже жорстку (понад 9 мг-екв/л).

3.4 Фізичні властивості води

Вода в природі може бути в трьох агрегатних станах (або фазах) – твердому (лід), рідинному (вода), газоподібному (водяна пара).

Зміну агрегатного стану речовин називають *фазовими переходами*, які супроводжуються виділенням або поглинанням енергії, яку називають теплотою фазового переходу («*схованою теплотою*»).

При нормальному атмосферному тиску (760 мм рт. ст, $1,013 \cdot 10^5$ Па) точки замерзання дистильованої води і кипіння відповідають за шкалою Цельсія 0° і 100°C .

Температура замерзання і кипіння води залежить від її солоності й атмосферного тиску. Морська вода замерзає при $-1.0-2.0^\circ\text{C}$, а кипить при температурі $100.08-100.64^\circ\text{C}$ (при нормальному тиску). При підвищенні тиску лід плавиться вже не при 0°C , а при від'ємних температурах.

Густина води – головна фізична характеристика будь-якої речовини; це маса однорідної речовини, яка знаходиться в одиниці її об'єму:

$$\rho = m/V \text{ (кг/м}^3\text{)}. \quad (3.1)$$

Густина залежить від температури, солоності й тиску (а для природних вод – ще й від умісту розчинених зважених речовин) і стрибкоподібно змінюється під час фазових переходів. Причому ці зміни мають аномальний аномальний характер. Хімічно чиста вода найбільшу густину має при температурі 4°C (1 г/см^3).

Під час підвищення температури густина зменшується. Ця закономірність порушується під час плавлення льоду і нагріванні води в діапазоні від 0 до 4°C . Тут відзначаються дві важливі «аномалії» води: 1) густина води у твердому стані (лід) *менша*, ніж у рідкому (вода); 2) у діапазоні температури води від 0 до 4°C густина води з підвищенням температури не зменшується, а *збільшується*.

Ці дві аномалії мають велике значення: лід легший за воду і тому «плаває» на її поверхні, водойми не промерзають до дна, тому що охолоджена до температури нижче 4°C вода стає менш густою і тому залишається в поверхневому шарі.

Густина снігу змінюється від $80-140 \text{ кг/м}^3$ свіжовипавшого до $60-700 \text{ кг/м}^3$ мокрого, в кінці танення. Пористий лід має малу густину. Свіжий сніг має густину $80-140 \text{ кг/м}^3$, до початку танення снігу – $140-300 \text{ кг/м}^3$, на початку танення – $240-350 \text{ кг/м}^3$, в кінці танення – $300-400 \text{ кг/м}^3$. Щільний мокрий сніг має густину до $600-700 \text{ кг/м}^3$, лавинний

сніг – 500-650 кг/м³. До важливих особливостей змін агрегатного стану води відносяться великі затрати тепла на плавлення, випаровування, сублімацію і велике виділення тепла у зворотних переходах. В порівнянні з іншими речовинами питома теплота плавлення льоду і питома теплота пароутворення аномально великі.

Питома теплота плавлення льоду $L_{пл}$ – кількість теплоти, необхідної для перетворення одиниці маси льоду у воду при температурі плавлення і нормальному атмосферному тиску, дорівнює 330 000 Дж/кг. Стільки ж теплоти виділяється при замерзанні води.

Питома теплота пароутворення (випаровування) води, $L_{вип}$ – кількість теплоти, необхідної для перетворення одиниці маси води у пару (у Дж/кг) і залежить від температури: при 0 °С вона дорівнює $2,5 \cdot 10^6$ а при 100 °С – $2,26 \cdot 10^6$ Дж/кг. Стільки ж теплоти виділяється при конденсації водяної пари.

Питома вага випаровування льоду складається з питомої теплоти плавлення $L_{пл}$ і питомої теплоти випаровування $L_{вип}$:

$$L_{возг} = L_{пл} + L_{вип}. \quad (3.2)$$

Вода має аномально високу питому *теплоємність води* – це кількість теплоти, необхідної для нагрівання одиниці маси води на 1°, Дж/кг·°С.

При 15 °С вона дорівнює 4190 Дж/(кг·°С). Унаслідок великої теплоємності вода нагрівається й теплоємність чистого льоду майже вдвічі менша теплоємності води, а чистого сухого снігу (із густиною 35280 кг/м) в 7,1 рази менше теплоємності води, але в 450 разів більша за теплоємність повітря.

З інших теплових властивостей води важливе значення має *теплопровідність*. Молекулярна теплопровідність води дуже мала, і для хімічно чистої води вона дорівнює 0,6 Вт/м·°С, для льоду – 2,24 Вт/м·°С, для снігу – 1,8 Вт/м·°С. Меншу молекулярну теплопровідність має повітря.

У зв'язку з тим, що теплопровідність води низька, водні маси у водних об'єктах в основному внаслідок перемішування води, яке виникає при різній густині або під дією вітру. Через малу теплопровідність крижаний покрив, який утворився на поверхні водойм і водотоків, послаблює подальше охолодження води, а наростання його товщини теж уповільнюється. Ще більше уповільнення наростання товщини криги викликає сніговий покрив на ній.

Вода порівняно з іншими рідинами має великий *поверхневий натяг*, який з підвищенням температури дещо зменшується. Коефіцієнт поверхневого натягу води змінюється від $7,55 \cdot 10^{-2}$ Н/м при 0 °С до $5,71 \cdot 10^{-2}$ Н/м при 100 °С.

Зі всіх рідин більш високий поверхневий натяг має тільки ртуть. Ця властивість проявляється в тому, що вода постійно намагається стяг-

нути, зменшити свою поверхню, хоч вона завжди приймає форму посудини, в якій знаходиться. Сила поверхневого натягу примушує молекули її зовнішнього шару зчіплюватись, створюючи зовнішню пружну плівку. Саме через цю плівку деякі предмети, будучи важчими за воду, не занурюються в неї (наприклад, обережно покладена сталева голка).

Багато комах (водомірки, ногохвостики тощо) не тільки пересуваються по поверхні води, але й злітають і сідають на неї, як на тверду опору. Деякі живі істоти пристосувались використовувати навіть внутрішній бік плівки. Так, личинки комарів повисають на ній за допомогою незмочуваних щетинок, а маленькі слимаки, ставковики і катушки повзають по ній в пошуках здобичі.

Великий поверхневий натяг надає воді кулеподібної форми при вільному падінні або в стані невагомості. Така геометрична форма має мінімальну для даного об'єму поверхню.

Струмина хімічно чистої води перерізом 1 см^2 за міцністю на розрив не поступається сталі такого ж перерізу. Водну струмину начебто цементує сила поверхневого натягу.

Ще однією характерною властивістю води є здатність *змочувати поверхню більшості твердих тіл*. Завдяки поверхневому натягу і здатності до змочування вода може підніматися у вузьких вертикальних щілинах та порах на висоту значно більшу, ніж та, яка обумовлюється силою тяжіння, тобто вода має ще властивість капілярності.

Капілярність відіграє важливу роль у багатьох процесах, які проходять на Землі. Саме через це вода піднімається по порах і змочує ґрунти, які лежать значно вище рівня ґрунтових вод, забезпечуючи коріння рослин розчиненими у воді поживними речовинами. Капілярність обумовлює рух крові і тканинних рідин у живих організмах.

Однією з характерних властивостей води є її *рухомість*. Основними причинами, які викликають рух води, є сила земного тяжіння, сили взаємного притягання мас Землі, Сонця і Місяця, вітер, зміни густини води, молекулярні сили тощо. Внаслідок дії цих сил маси води переміщуються з більш високих місць у низини, утворюють течії у річках, озерах, морях, океанах, проникають у ґрунти і гірські породи та переміщуються в них. Через свою рухомість вода легко набирає форми посуду, в який вона налита.

Воді властива *в'язкість*, або *внутрішнє тертя* (властивість води чинити опір при переміщенні однієї частини її щодо іншої). Порівняно з в'язкістю інших рідин в'язкість води невелика, що також відноситься до специфічних властивостей води.

В'язкість рідин характеризується кінематичним коефіцієнтом в'язкості, який для води при температурі 0°C дорівнює $1,78 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, а при температурі 50°C – $0,55 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, тобто він дуже незначний і зменшується при підвищенні температури.

Вода чинить дуже великий опір стискувальним зусиллям і витримує значний тиск, зменшуючись у своєму об'ємі при цьому дуже мало.

Світло проникає у воду на невелику глибину. Так, у чистій воді на глибині 1 м інтенсивність світла становить лише 90 % інтенсивності світла на поверхні, на глибині 2 м – 81 %, на глибині 3 м – 73 %, а на глибині 100 м зберігається лише біля 1 % інтенсивності світла на поверхні.

Вода – добрий провідник звуку. Швидкість поширення звуку у воді становить 1400-1600 м/с, тобто в 4-5 разів більша від швидкості поширення звуку в повітрі. Швидкість звуку у воді збільшується з підвищенням температури (приблизно на 3-3,5 м/с на 1 °C), збільшенням солоності (приблизно на 1,0-1,3 м/с на 1‰) і зростанням тиску (приблизно на 1,5-1,8 м/с на 100 м глибини).

Хімічно чиста вода майже не проводить електричного струму. Електропровідність води трохи збільшується з підвищенням температури і значно зростає зі збільшенням солоності.

Звичайна природна вода в тонких шарах безбарвна, а при потовщенні їх набуває блакитно-зеленого відтінку. Прозорість води у водоймах і водотоках сильно змінюється залежно від вмісту в ній суспензій, їхньої кількості й хімічного складу.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: головні іони, біогенні речовини, органічні речовини, розчинні гази, мікроелементи, забруднювальні елементи, мінералізація, жорсткість, густина води, питома теплота плавлення льоду, питома теплота пароутворення, питома вага випаровування льоду, теплоємність води, теплопровідність, поверхневий натяг, капілярність, в'язкість.

Питання для самоконтролю

1. Які основні групи елементів присутні у хімічному складі природних вод?
2. Що визначають головні іони у хімічному складі природних вод?
3. Які групи чинників впливають на формування складу природних вод?
4. Дайте визначення мінералізації води.
5. Як класифікуються природні води за домінуючим аніоном і катіоном?
6. Які основні фізичні властивості води?
7. Які властивості води вважають за аномальні?
8. Якими чинниками визначається густина води?
9. Яку роль відіграє капілярність води у природних процесах?
10. Як антропогенні фактори можуть впливати на зміну фізико-хімічного стану природних вод?

ЛЕКЦІЯ № 4. РІЧКИ ТА РІЧКОВІ БАСЕЙНИ. МОРФОЛОГІЯ ТА МОРФОМЕТРІЯ РІЧКОВОГО БАСЕЙНУ

План

- 4.1. Основні поняття
 - 4.2. Вододіли. Басейн річки. Водозбір
 - 4.3. Фізико-географічні характеристики річкових басейнів
 - 4.4. Річкова долина і русло річки
 - 4.5. Повздовжній та поперечний профіль річки
- Завдання на самопідготовку

4.1 Основні поняття

Річкою називається водний потік (водотік), що протікає в природному руслі і живиться водами поверхневого та підземного стоку свого басейну. До річок відносять лише постійні і відносно великі водотоки з площею басейну не менше 50 км².

Річки можуть впадати в океани, моря або озера. Річка, що впадає в один з таких водних об'єктів, називається *головною*, а річки, які впадають в неї – *притоками*. Сукупність усіх річок, котрі скидають свої води через головну річку в океан, море чи озеро, називається *річковою системою* або *річковою сіткою*.

Річки, озера, болота, яри певної території складають *гідрографічну сітку* цієї території. Отже, річкова сітка є частиною гідрографічної сітки.

За різними ознаками річки розподіляються на типи.

Так, за розміром басейну річки ділять на *великі, середні й малі*. До великих відносять річки з площею басейну понад 50 000 км², до середніх – з площею басейну в межах 2000 – 50 000 км², до малих – з площею басейну менше 2000 км². Малі річки з невеликою площею басейну (до 50 км²) називають *струмками*.

За розташуванням в межах географічних зон: басейни великих річок розташовані переважно в кількох географічних зонах, а їхній гідрологічний режим відрізняється від гідрологічного режиму, властивого кожній географічній зоні окремо, тому він *полізональний*. Басейни середніх річок розташовуються, як правило, в межах однієї зони, отже, гідрологічний режим їх *зональний*.

Малі річки теж знаходяться в межах якоїсь однієї географічної зони, проте їхній гідрологічний режим під впливом місцевих умов може суттєво відрізнитися від зонального, і в такому разі він буде *азональним*.

За умовами протікання річки розподіляються на *рівнинні, напівгірські та гірські*. В річках перших двох типів характер протікання води спокійний, а в річках третього типу – бурхливий.

За переважаючими джерелами живлення річки розподіляються на річки *снігового, дощового, льодовикового і підземного живлення*.

За водним режимом протягом року виділяють річки з *весняним водопіллям*, *водопіллям у теплу частину року* та *паводковим режимом*.

За ступенем стійкості русла виділяють річки *стійкі* і *нестійкі*, а за льодовим режимом – річки *замерзаючі* та *незамерзаючі*.

За порядком притоків: річкові притоки бувають різних порядків (класів): річки, що впадають безпосередньо в *головну річку* – це *притоки першого порядку*; річки, що впадають в притоки першого порядку, – це *притоки другого порядку* і т. ін.

Річкова система характеризується: *довжиною річок*, їх *звивистістю* (*покрученістю*) і *густотою річкової сітки*.

Під *довжиною* розуміють сумарну довжину всіх річок, які утворюють річкову систему. Довжина річок вимірюється за крупномасштабною картою.

Звивистість річки характеризується коефіцієнтом звивистості, який являє собою відношення довжини річки на даній ділянці до довжини прямої між кінцевими точками річки на цій ділянці. Звивистість обумовлюється різними причинами, котрими й визначається її назва. Так, звивистість, яка обумовлена рельєфом місцевості і різним опором гірських порід розмиву називається *орografічною*, якщо ж вона є наслідком ерозійної діяльності потоку, то ця звивистість *ерозійна*. В останньому випадку формуються меандри, а процес їх утворення називається *меандруванням*. В результаті меандрування змінюються планові обриси русла.

Густота річкової сітки характеризується коефіцієнтом густоти, котрий являє собою відношення сумарної довжини річкової сітки на даній площі до величини цієї площі. Коефіцієнт густоти річкової сітки виражається в км/км². Густота річкової сітки залежить від ряду природних факторів (клімату, рельєфу, геологічної будови місцевості, ґрунтів, рослинності) і змінюється в широких межах. На півночі вона більша, ніж на півдні, в горах більша, ніж на рівнині. Так, в Україні в межах Полісся вона становить 0,25-0,34 км/км², у степу – 0,12-0,14 км/км², в Карпатах – 0,55-1,49 км/ км².

4.2 Вододіли. Басейн річки. Водозбір

Русла річок залягають у найбільш знижених частинах долин. До них збігають води з прилеглої місцевості.

Лінія на земній поверхні, яка ділить стік атмосферних опадів по двох протилежних схилах, називається *вододілом*.

Усю земну кулю можна поділити на два основні схили, по яких води збігають з континентів у Світовий океан: *Атлантико-Арктичний* і *Тихоокеансько-Індійський*.

Вододіл між цими схилами називається Світовим або Головним вододілом Землі. Він проходить у Північній та Південній Америці по Андах і Кордільєрах до Берінгової протоки, далі по Чукотському хребту,

Анадирському плоскогір'ю, гірських хребтах Гидан, Джуг-джур, Становому, Яблоновому і далі по Центральній Азії, перетинає північну частину Аравійського півострова і переходить в Африку, де пролягає вздовж східного краю материка неподалік від Індійського океану. Площа земної поверхні, яка належить до Атлантико-Арктичного схилу, дорівнює 67,4 млн км², а до Тихоокеансько-Індійського схилу – 35,2 млн км².

Лінії на земній поверхні, котрі відокремлюють області суші, стік з яких йде в різні океани або моря, називаються *вододілами океанів і морів*.

Аналогічно виділяють вододіли, які відділяють частини суші, стік з яких йде в ті чи інші річкові системи. Такі вододіли називаються *річковими* або *вододілами річкових басейнів*.

Вододільні лінії проходять по найбільш підвищених точках поверхні між суміжними річковими басейнами.

Річки збирають воду не лише з поверхні Землі, а й з верхніх шарів літосфери (підземні води). Відповідно до цього розрізняють *поверхневі і підземні вододіли*.

Якщо підземний та поверхневий вододіли співпадають, басейн називається *замкненим*; якщо ж не співпадають – *незамкненим*. У цьому випадку площі поверхневого та підземного басейнів відрізняються одна від одної. Незбіг вододілів зменшується зі збільшенням площі водозбору.

Частина земної поверхні, яка включає в себе дану річкову систему і відділена від інших річкових систем вододілами, називається *річковим басейном*. Поверхня суші, з якої річкова система збирає води, називається *водозбором* або *водозбірною площею басейну*.

Басейн річки і водозбір здебільшого збігаються, але іноді водозбір на площа буває меншою від площі басейну. Це трапляється тоді, коли в басейні є площі внутрішнього стоку або площі, з яких стоку не буває.

Річкові басейни відрізняються один від одного розмірами і формою.

Кожен річковий басейн описується певними морфометричними характеристиками: *площею* (F , км²), *довжиною* (L , км), *середньою та максимальною шириною* ($B_{\text{сер}}$, $B_{\text{макс}}$ км), *середньою висотою* (H , м), *похилом басейну* (I , ‰) тощо.

Площа басейну – це площа, обмежена вододільною лінією.

Довжина басейну, або його вісь – це відстань по прямій від гирла річки до самої віддаленої точки басейну.

Якщо басейн вигнутий чи складної форми, то пряма лінія замінюється на ламану, котра повторює контури русла.

Максимальна ширина басейну визначається як довжина прямої, перпендикулярної до довжини басейну в його найширшому місці.

Середня ширина басейну – це відношення площі басейну до його довжини:

$$B_{\text{сер}} = F/L, \text{ км} \quad (4.1)$$

Похил басейну обчислюється за формулою:

$$I = H_1 - H_2 / L, \quad (4.2)$$

де H_1 і H_2 – абсолютна відмітка поверхні басейну відповідно у верхній і нижній його частинах.

Графік наростання площі басейну по довжині річки дозволяє простежити зміну його площі з правого та лівого боку.

4.3 Фізико-географічні характеристики річкових басейнів

Річкові басейни, крім морфометричних, мають фізико-географічні характеристики. Вони включають *географічне положення басейну*, яке подається у вигляді географічних координат його крайніх точок, та *кліматичні особливості басейну* (кількість опадів, сніговий покрив, інтенсивність дощів, температура, вологість повітря).

До фізико-географічних характеристик відносяться також геологічна будова і тектоніка басейну, гідрогеологічні умови, водно-фізичні властивості підстилаючих порід, рельєф, який характеризується через похил.

На водний режим річок великою мірою впливають також *озерність, лісистість і заболоченість* басейну, які треба докладно вивчати і включати в фізико-географічну характеристику.

Кількісно частку лісів, озер і боліт можна визначити за допомогою коефіцієнтів лісистості, озерності й заболоченості (k). Кожен з цих коефіцієнтів являє собою відношення площі, зайнятої лісами, озерами або болотами (f), до всієї площі басейну, тобто

$$k = f / F \quad (4.3)$$

Суттєве значення в сучасних умовах має господарська діяльність, яка може проходити як в межах басейну (вирубка лісів, оранка сільськогосподарських угідь), так і безпосередньо в руслах річок (спорудження гребель, водосховищ, ставків, каналів, водозаборів тощо).

Місце на земній поверхні, де річка зароджується, називається *початком або виток*ом. Річка може утворюватися від злиття двох річок, тоді початком її вважається місце злиття цих річок.

Дуже часто річки беруть початок з боліт, озер чи льодовиків. Якщо річка витікає з озера, то її початок можна визначити досить точно, якщо ж вона витікає з болота, то місце її витоку визначити практично неможливо.

Річка на всьому своєму протязі проносить води по ділянках, які іноді значно відрізняються між собою за характером течії, похилом, кількістю води, ерозійною діяльністю. Однак, незважаючи на всі ці відмінності, течію річки можна умовно поділити на три частини, які мають більш-менш загальні риси – *верхню, середню й нижню*.

У *верхній* течії річка здебільшого характеризується великими похилами і відповідно до цього великими швидкостями течії, а також значним розмивом свого русла.

В *середній* частині похили водної поверхні і швидкості течії зменшуються, водність збільшується, ерозійна діяльність потоку слабшає.

В *нижній* течії переважно відкладаються продукти розмиву, принесені річкою з верхніх частин басейну.

Місце, де річка впадає в іншу річку, озеро або море, називається *гирлом*. У посушливих районах річки іноді не доносять своїх вод до другої річки, озера або моря. Це може бути спричинене кліматичними умовами (недостатня кількість опадів, значне випаровування) або забором води на зрошення. Місця, де такі річки припиняють свою течію, називаються *сліпими гирлами*.

4.4 Річкова долина і русло річки

Річки звичайно течуть у вузьких витягнутих знижених формах рельєфу, які характеризуються похилом свого ложа від одного кінця до другого і називаються *долинами*.

Складовими частинами річкової долини є: *дно долини, тальвег, русло, заплава, схили долини, тераси і бровка*.

Дно або *ложе долини* найбільш знижена її частина.

Тальвег – безперервна звивиста лінія, що з'єднує найнижчі точки дна долини.

Дно долини в повздовжньому напрямку займається звичайно *річковим руслом*, яке являє собою ерозійну заглибину, вироблену водним потоком і заповнену його водами.

Частина дна долини, яка заливається високими річковими водами, називається *заплавою*.

Схили долини рідко бувають рівними. На них часто утворюються розташовані виступами на певній висоті над тальвегом ділянки, так звані *річкові тераси*. Терас може бути кілька, а першою, або нижньою, є заплава.

Лінія стику схилів долини з поверхнею прилеглої місцевості називається *бровкою*.

Будова річкових долин, їхня форма і розміри значною мірою впливають на деякі гідрологічні процеси. Більша або менша крутість схилів долини спричиняє прискорення або уповільнення стоку поверхневих вод у русло річки, розмивання поверхні схилів долини і винесення продуктів розмиву на дно долини та в річкове русло.

В долинах річок можуть накопичуватись потужні алювіальні відклади, які значно обводнені і своїми водами живлять річки.

Заплава в період високих вод затримує значну кількість води, яку пізніше при зниженні рівнів знову віддає річці. Отже, вона є природним регулятором водного режиму річок.

Розміри і форма русла дуже змінюються по довжині річки залежно від її водності, будови долини, характеру порід, які складають русло.

Морфологічні особливості русла можуть бути охарактеризовані *ізобатами* (лініями однакових глибин) і *поперечним профілем*, або *перерізом русла* (вертикальною площиною, перпендикулярною до напрямку течії).

Площею поперечного перерізу називається певна площа, обмежена поверхнею води і дном річки.

У межах поперечного профілю розрізняють *площі водного і живого перерізу* та *мертвої зони*.

Площа водного перерізу при незамерзлій річці дорівнює площі поперечного перерізу. За наявності льодовикового покриву площа водного перерізу дорівнює різниці площі поперечного перерізу і площі зануреного у воду льоду.

Площею живого перерізу називається та частина водного перерізу, де спостерігається течія води.

Площею мертвої зони називається та частина площі водного перерізу, де немає течії води. За відсутності льодового покриву і мертвої зони розміри площ поперечного, водного і живого перерізів однакові.

Живий переріз характеризується: *шириною річки* B , м; *площею* ω , м²; *змоченим периметром* P , м (лінія, яка проходить від урізу води одного берега до урізу води протилежного берега по дну річки), *гідравлічним радіусом*

$$R = \omega / P, \text{ м} \quad (4.4)$$

середньою глибиною річки

$$H_{\text{сер}} = \omega / B, \text{ м} \quad (4.5)$$

Елементи живого перерізу русла не постійні і змінюються зі зміною рівнів води в річці: найчастіше при підвищенні рівнів вони збільшуються, при зниженні – зменшуються. Проте середня глибина при виході води на заплаву (при підвищенні рівнів) може зменшуватись, тому що значно збільшується ширина потоку при менш значному збільшенні площі перерізу.

4.5 Повздовжній та поперечний профіль річки

Повздовжній профіль річки характеризується повздовжнім профілем її дна і водної поверхні. Різниця висот Δh двох будь-яких точок водної поверхні або дна річки по довжині річки називається *падінням*. Відношення величини падіння до довжини річки на ділянці називається *похилом річки* I , який дорівнює:

$$I = \Delta h / d \quad (4.6)$$

Величина падіння обчислюється в сантиметрах на 1 км (см/км).

Для характеристики крутості поздовжнього профілю річок користуються поняттям похилу. *Похил* – величина безрозмірна і записується в одиниці, ‰. Лінія дна на поздовжньому профілі завжди нерівна внаслідок чергування глибоких та мілких місць у руслі річки (*плесів і перекатів*). Лінія ж поздовжнього профілю водної поверхні має відносно плавний характер.

Залежно від похилу дна долини і порід та ґрунтів, які складають русло похили (як і падіння) окремих річок різні. У рівнинних районах, де річки течуть у м'яких породах, поздовжній профіль має вигляд увігнутої кривої з підвищеними похилами у верхній течії і поступовим зменшенням їх у напрямі до гирла. Для гірських річок характерні неправильні східчасті обриси поздовжніх профілів: окремі ділянки з малими похилами чергуються з ділянками крутого падіння, на яких можуть бути *пороги або водоспади*.

Поздовжній профіль русла з часом змінюється мало, тимчасом як для поздовжнього профілю водної поверхні характерні значні зміни, пов'язані зі змінами водного режиму.

Серед великої різноманітності поздовжніх профілів виділяються: *плавноввігнутий*, на якому відзначається зменшення похилу від витoku до гирла; *прямолінійний*, коли похил має майже постійне значення від витoku до гирла; *опуклий*, для якого характерне зниження похилів у верхів'ях потоку і збільшення – в пониззі; *ступінчастий* – з різкими змінами похилів по довжині річки.

Поздовжній профіль будь-якого водного потоку є результатом взаємодії вод річки, порід і ґрунтів, які складають русло. Водний потік на одних ділянках розмиває русло, на інших відкладає наноси, по всій річці проносить якусь кількість їх у завислому стані або пересуває по дну. Формування поздовжнього профілю річки відбувається найінтенсивніше в початковій його стадії. З часом потік, поглиблюючи і розмиваючи русло, поступово вирівнює свій поздовжній профіль.

Поздовжній профіль водної поверхні потоку не залишається постійним протягом року. При збільшенні стоку води похили на плесах збільшуються, на перекатах – знижуються, при зменшенні стоку – навпаки. Це явище можна пояснити наступним чином. Припустимо, що в якийсь період витрати води в річці такі малі, що вода заповнює лише глибокі місця (плеси). В цей час поздовжній профіль водної поверхні матиме східчастий характер. При збільшенні витрат води і підвищенні її рівнів вода в річці почне переливатися через перекати, похили на плесах будуть малими, а на перекатах – підвищеними. При подальшому збільшенні витрат води і підвищенні її рівнів різниця в похилах на плесах і перекатах зменшується і зовсім зникає.

Поперечний профіль водної поверхні річки здебільшого не є горизонтальною лінією. Він характеризується перевищенням рівня води поблизу одного берега над рівнем води поблизу протилежного, а в ряді випадків окреслюється досить складними кривими лініями.

Різниця в рівнях біля протилежних берегів спричинена тим, що, перше, русло річки ніколи не буває прямолінійним. Під час руху на ділянці із заокругленням розвивається відцентрова сила. Ступінь кривизни русла характеризується *радіусом кривизни*. Кожна частинка води, яка рухається на заокругленні, зазнає дії відцентрової сили P_1 . Під дією цієї сили частинка води прямує до увігнутого берега. Крім того, кожна частинка води знаходиться під впливом сили ваги f , спрямованої зверху вниз по вертикалі. Рівнодіюча обох сил P утворює з силою f якийсь кут α . Відомо, що поверхня води завжди нормальна до рівнодіючої всіх сил, які діють на неї. Отже, поверхня води під впливом сил P_1 і f замість положення АВ займає положення ДЕ.

По-друге, різницю рівнів біля протилежних берегів спричинює сила Коріоліса. Під впливом обертання Землі навколо своєї осі всі тіла, які рухаються, відхиляються від початкового напрямку руху у північній півкулі праворуч, а в південній – ліворуч. Рівнодіюча двох сил – сили ваги і сили Коріоліса – утворює з напрямком сили ваги деякий кут, і поверхня води утворює такий самий кут з горизонтальною площиною.

Форма водної поверхні в річках часто має складний характер: під час водопілля і паводків при підвищенні рівнів вона стає опуклою, при спаді – увігнутою. Причиною цього є різка зміна швидкостей протікання води по живому перерізу в цей період. На Міссісіпі, наприклад, різниця між увігнутим і опуклим рівнями досягає 2 м.

Вивчення морфологічних і морфометричних характеристик річок є дуже важливим кроком на шляху до пізнання гідрологічних особливостей водних об'єктів і застосування отриманих знань у практичній діяльності.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових термінологічних понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: річка, приток, річкова система, гідрографічна сітка, звивистість, довжина річкової системи, орографічна звивистість, ерозійна звивистість, меандрування, густота річкової сітки, вододіл, головний вододіл Землі, підземний вододіл, річковий басейн, водозбір, площа басейну, довжина басейну, ширина басейну, похил басейну, виток, гирло, сліпе гирло, долина річки, тальвег, річкове русло, заплава, бровка, ізобата, площа поперечного перерізу, падіння річки, похил річки, поперечний профіль річки, повздовжній профіль річки.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю річка.
2. Що називається річковою системою?
3. Якими показниками характеризується річкова система?
4. Що називається вододілом?
5. Визначте різницю між гідрографічною та річковою системою, басейном та водозбором річки.
6. Якими морфометричними характеристиками описується річковий басейн?
7. Перелічіть основні складові частини річкової долини.
8. Охарактеризуйте повздовжній профіль річки.
9. Які виділяються основні типи повздовжніх профілів?
10. Охарактеризуйте поперечний профіль річки.

ЛЕКЦІЯ 5. ЖИВЛЕННЯ РІЧОК. ВОДНИЙ РЕЖИМ РІЧОК. ТЕРМІЧНИЙ РЕЖИМ РІЧОК

План

- 5.1 Джерела живлення річок
- 5.2 Водний режим річок
- 5.3 Рівневий режим річок
- 5.4 Механізм течії річок
- 5.5 Термічний режим річок

Завдання на самопідготовку

5.1 Джерела живлення річок

Живлення річок пов'язане з атмосферними опадами. Надходження води в річку називається *живленням*.

Виділяють чотири види живлення річок: *снігове, дощове, льодовикове, підземне*.

В залежності від переважання того чи іншого виду живлення визначається водний режим річки, її терміка, гідрохімічний режим та режим наносів.

У холодну пору року опади накопичуються на поверхні річкових басейнів у вигляді снігу. У рівнинних районах і на невисоких горах цей сніг у теплу пору року тане і стає джерелом живлення річок. На високих горах сніг в теплу пору року розтає не повністю, поповнює запаси, що залишилися з попередніх років, і дає початок льодовикам. Талі води цих снігів і льодовиків є ще одним джерелом живлення річок. Частина дощових і талих вод не стікає по поверхні, а просочується у верхні шари земної кори і частково дренається річками. Деяка частина цих вод йде на

поповнення запасів ґрунтових і підземних вод, які значно повільніше попадають у русла річок.

Кількість води, яку одержують річки від того або іншого джерела живлення, неоднакова в різних районах і залежить в основному від кліматичних умов. Природно, що в жарких районах, де снігу не буває і ґрунтові води залягають на великій глибині, єдиним джерелом живлення річок є дощі. В районах з холодним кліматом, тривалою і сніжною зимою основна роль у живленні річок належить ґрунтовим і талим водам.

Основна частина річок України має переважно снігове живлення, причому доля його збільшується з півночі на південь. У зоні степів, де ґрунтові води залягають глибоко і не дренуються річками, а літні дощові води в основному витрачаються на випаровування, річки живляться лише за рахунок весняного сніготанення (Причорноморська низовина, Приазов'я). Річки із значною частиною дощового живлення характерні для Карпат.

Вперше роль клімату в живленні річок відзначив О. І. Воєйков (1884). Він писав, що *річки є продуктом клімату* їхніх басейнів. На сьогодні це положення дещо розширене: *річки є продуктом клімату на загальному фоні ландшафту*. Цим підкреслюється провідна роль клімату і зазначається, що окрім клімату, в живленні річок певне значення мають також і інші ландшафтні умови – геологічна будова басейнів, їхні ґрунти, рослинність, озерність, заболоченість тощо.

Класифікація річок. Виходячи з положення, що річки є продуктом клімату, О. І. Воєйков поділив їх на такі типи:

Тип I. Річки, які одержують воду від танення снігу на рівнинах і невисоких горах (до 1000 м). Найбільш наближені до цього типу річки північної частини Азії (Колима, Нижня Тунгуска) і Північної Америки (Юкон), де сніговий покрив лежить 8-10 місяців.

Тип II. Річки, які одержують воду від танення снігу і льоду в горах. До цього типу належать річки Середньої і Центральної Азії (Амудар'я, Сирдар'я). Максимальні температури повітря влітку в басейнах річок цього типу зумовлюють літнє водопілля.

Тип III. Річки, які одержують воду від дощу і мають водопілля влітку. Цей тип річок властивий регіонам з тропічними і мусонними дощами (Амазонка, Конго, Ганг, Амур).

Тип IV. Річки, в яких водопілля буває внаслідок танення снігу навесні або на початку літа, проте значну частину води вони одержують і від дощу. Цей тип річок властивий районам із суворою та сніжною зимою (більшість рівнинних річок Східної Європи, річки Скандинавії, північної частини США).

Тип V. Річки, які живляться переважно за рахунок дощів узимку; літні опади не дуже впливають на збільшення водоносності річок через значні витрати на випаровування (річки Середньої і Західної Європи, частково Британських островів).

Тип VI. Річки, які мають дощове живлення. Водопілля на них також припадає на зиму, в літню пору стік невеликий, можливе пересихання річок (річки Південної Європи, Північної Африки, Каліфорнії, Чілі, Нової Зеландії).

Тип VII. Відсутність річок внаслідок посушливості клімату. Це річки пустель Сахара, Каракуми, Кизилкум, плоскогір'їв Центральної Азії та Північної Америки.

Тип VIII. Річки, які пересихають. Вони живляться від дощів дуже короткий час, потім річки пересихають і залишається лише ряд плес (річки Північного Криму, Східного Закавказзя, частини Монголії).

Тип IX. Країни без річок, внаслідок того, що їхня територія повністю вкрита снігом і льодовиками.

Для визначення ступеня переважання того чи іншого виду живлення прийнято три градації. Якщо один із видів живлення дає більше 80% річного стоку річки, то необхідно казати про *виняткове* значення даного виду живлення. Якщо на долю даного виду живлення припадає від 50 до 80% стоку, то це *переважне* значення даного виду живлення (інші види живлення враховуються лише тоді, коли на їх долю припадає більше 10% річного стоку). Якщо жоден із видів живлення не дає більше 50% річного стоку, то таке живлення називають *змішаним*.

5.2 Водний режим річок

Закономірні зміни в часі стоку, швидкостей течії, рівнів води та похилів водної поверхні називаються *водним режимом річки*.

Витрати, рівні, швидкості, похили – це елементи водного режиму. Водний режим залежить від сукупності фізико-географічних факторів, серед яких найважливішу роль відіграють метеорологічні та кліматичні фактори.

Вивчення водного режиму має велике наукове і практичне значення. Знання водного режиму необхідне при вивченні термічного та льодового режимів, режиму наносів, гідрохімічного режиму тощо, при проектуванні різних народногосподарських об'єктів (населених пунктів, мостів, електростанцій) тощо.

У водному режимі річок відзначається закономірне чергування протягом року періодів підвищеної та низької водності, які відбивають зміни умов живлення річки. Ці періоди називаються *фазами* водного режиму.

Основними фазами водного режиму є *водопілля, літня і зимова межень, фаза осінніх дощових паводків*.

На рівнинних річках помірних широт звичайно спостерігаються всі чотири фази, на гірських річках найчастіше бувають лише дві фази: паводкова та меженна.

Водопілля – це щорічний, відносно тривалий підйом рівнів та збільшення витрат води, зумовлений надходженням води від головного джерела живлення.

За походженням водопілля може бути *сніговим, снігово-дощовим* або *дощовим*.

За часом настання водопілля можуть бути *весняними* (танення снігу на рівнинах та невисоких горах); *весняно-літнім* (танення снігу в горах), *літніми* (танення вічних снігів та льодовиків у горах та випадання мусонних дощів).

За формою гідрографа (графіка коливання щоденних витрат води) весняне та весняно-літнє водопілля найчастіше буває *одновершинним*, а літнє – *багатовершинним*, що пов'язане з коливанням температури повітря та зміною інтенсивності випадання дощів.

Кожне водопілля характеризується датою початку підйому та кінця спаду, датою проходження максимуму, об'ємом водопілля. Тривалість водопілля буває від декількох днів на малих річках до 4-5 місяців на великих. За час весняного водопілля річки проносять біля 50% річного об'єму стоку в північних районах і 90-100% річного стоку – в південних.

Характер водопілля змінюється по довжині річки. У верхній течії воно характеризується швидким збільшенням витрат і рівнів води, порівняно коротким періодом стояння високих рівнів і тривалості водопілля. Вниз за течією під впливом збільшення водних мас, які надходять у русло річки, максимальні рівні і витрати поступово теж збільшуються і, незважаючи на регулюючу роль русла і заплави, тривалість та об'єм водопілля збільшуються. В середній течії максимальні рівні і витрати досягають, як правило, найбільших величин. У нижній течії регулююча роль заплави і русла збільшується ще більше, а це спричиняє розтягування водопілля і зменшення максимальних витрат.

Різновидністю водопіль є *повені*. *Повені* – це дуже високі водопілля, які призводять до затоплення значних площ у долинах річок.

Паводки – це відносно швидкі й короткочасні підйоми рівнів і збільшення витрат води в річці. На відміну від водопіль вони виникають нерегулярно, хоча в кожному конкретному районі настають в один і той же сезон. Паводки найчастіше формуються внаслідок випадання дощів і злив, а також сніготанення під час зимових відлиг.

За часом настання паводки можуть бути *зимовими, літніми* та *протягом усього року*. *Осінні* паводки відрізняються від тих, що настають в інші сезони, тим, що вони менш чітко виражені та менш регулярні.

Гідрограф стоку паводків складний, багатовершинний.

Паводки поділяються на *місцеві* (якщо їх сформували дощі, котрі випали в даному регіоні) та *транзитні* або *верхові*, які утворилися від дощів, котрі випали вище по течії.

Об'єм води за паводок залежить від кількості опадів, котрі його спричинили, тривалості їх витрат на інфільтрацію і випаровування. Висота паводка залежить від інтенсивності дощу і морфології русла та заплави.

Велике практичне значення має прогнозування водопіль та паводків. Якщо водопілля можна прогнозувати зі значною завчасністю (2-3 місяці), то дощові паводки майже не прогножуються або прогножуються з дуже малою завчасністю (декілька годин).

Межень – це фаза водного режиму річки, що характеризується тривалим (сезонним) стоянням низьких (меженних) рівнів і витрат води в річці внаслідок різкого зменшення або припинення поверхневого стоку.

В цей час річка живиться в основному підземними (грунтовими) водами. За часом настання межень буває *літньою* та *зимовою*, за характером коливання витрат і рівнів – *стійкою* (степові рівнинні річки) і *нестійкою* (гірські річки); *тривалою* і *короткою*, за водністю *високою* та *низькою*.

Час настання і тривалість межені залежить від факторів, які визначають водний режим річок.

5.3 Рівневий режим річок

Рівнем води називається *висота поверхні води*, яка відраховується відносно певної умовної постійної площини, що називається *нулем графіка*.

Рівень води є важливим елементом водного режиму. Від його висоти залежить глибина і ширина річки, площа водного перерізу, похили, швидкості течії, витрати води тощо.

Відомості про рівні води потрібні багатьом галузям народного господарства – водному транспорту, лісосплаву, енергетиці, меліорації, рибному господарству тощо.

Коливання рівнів води в річках. Коливання рівнів води в річках тісно пов'язані з характером живлення. Водночас на режим рівнів значною мірою впливають і морфологічні особливості будови русла (характер та розміри поперечного профілю, похили, заплава тощо).

Коливання рівнів зумовлюються насамперед змінами кількості води, яка переноситься за одиницю часу, тобто її витратами. Отже, режим рівнів річок відбиває режим витрат води, котрі в свою чергу, залежать від особливостей живлення річок, витрачання запасів вологи того чи іншого джерела живлення. Тому на режим рівнів впливають ті ж фактори, що й на режим витрат.

На окремих ділянках річок характер режиму рівнів може зазнавати значних змін залежно від морфології русла та заплави. При широкому і неглибокому руслі за однакових витрат води її рівні в річках змінюються незначно в порівнянні з ділянками, де русло глибоке і вузьке. Наявність заплави, її значні розміри спричиняють зменшення амплітуди коливання рівнів внаслідок акумуляції значних мас води на заплаві та повільного стікання з неї.

Так, наприклад, амплітуда рівнів Оки біля Калуги, де заплави немає, досягає майже 19 м, а біля Рязані, де заплава широка, зменшується до 8 м.

Заростання русла, льодові явища, розмивання або намівання русла порушують відповідність рівнів і витрат; при заростанні русла та наявності льоду рівні вищі, ніж за тих же витрат, але за відсутності зазначених явищ.

Особливий характер режиму рівнів у гирлових ділянках річок, які впадають у моря і перебувають під впливом *припливно-відпливних течій*. Амплітуда припливно-відпливних коливань рівнів на деяких річках, котрі впадають в арктичні моря, досягає 5-7,5 м. Вплив цих течій розповсюджується вгору по руслах деяких річок на десятки, а іноді й сотні кілометрів. Так, приплив на Хатанзі помітний за 450 км від гирла, а на Єнісеї – за 800 км.

У гирлах деяких річок, які впадають у моря, спостерігаються коливання рівнів води *згінно-нагінного характеру*, спричинені сильними вітрами. Так, на Дону, де вітри переважаючих напрямків збігаються з віссю нижньої течії річки, спостерігаються нагони води до 2 м, згони до 2,5 м, і розповсюджуються вони до 140 км вверх по течії. Під час нагонів рівні води Неви піднімаються до 4 м.

Рівень води в річках весь час змінюється як у часі, так і за величиною. Щороку на річках спостерігаються високі (весняні), низькі (літні, зимові) та інші характерні рівні. Якщо всі рівні нанести на графік, то одержимо *календарний, або хронологічний розподіл* їх протягом року. Узагальнену характеристику рівнів за тривалий період дає *типовий графік*.

Гідрологічні пости, їх влаштування та обробка спостережень. Спостереження за рівнями води проводять на гідрологічних постах, які бувають *рейкові або пальові*.

Рейкові пости складаються з однієї або кількох рейок, прикріплених до опор містка або до спеціально забитих у русло річки паль.

При облаштуванні пальових постів у берег річки забивають ряд паль з таким розрахунком, щоб крайні з них були на 0,5 м вище і нижче від найвищого і найнижчого рівнів води, а перевищення між вершинами сусідніх паль було не менше 0,8 м.

Всі спостереження над рівнями води приводяться до однієї площини – *нуля графіка*. За нуль графіка приймається умовна горизонтальна площина, яка знаходиться приблизно на 0,5-1,0 м нижче від найнижчого рівня.

За даними вимірів обчислюються рівні за кожний день і складається таблиця щоденних рівнів за рік. У цій же таблиці подаються середні, максимальні й мінімальні рівні за кожний місяць і рік. За даними щоденних рівнів води будується графік їх коливання.

Результати спостережень над рівнями води в річках України публікуються в Державному водному кадастрі.

Відповідні рівні. Якщо порівняти графіки коливання рівнів води за даними гідрологічних постів, які розташовані згори до низу за течією річки, то легко помітити, що ці графіки в загальних рисах подібні. Окре-

ним максимумам і мінімумам на графіку коливання рівнів води на верхніх постах відповідають максимумами і мінімумами на нижніх постах, але з деяким запізненням. Проміжок часу запізнення цих характерних точок на графіках називається *часом добігання*, а рівні – відповідними.

Відповідними рівнями суміжних постів називаються такі, що відповідають одній і тій же фазі режиму рівнів річки. Між відповідним рівнями завжди існує чітко виражена залежність. Відповідні рівні мають велике значення для вивчення режиму рівнів річок, вони дозволяють за даними спостережень в одному пункті встановити рівні води в іншому. Крім того, відповідні рівні використовуються для прогнозу рівнів води в нижньому пункті за даними спостережень на верхньому.

5.4 Механізм течії річок

Вода в річках рухається (тече) під дією сили ваги. Швидкість течії залежить від співвідношення між величиною складової сили ваги і сили опору, яка виникає в потоці в результаті тертя води, що рухається, об дно і береги потоку. Величина сили ваги залежить від похилу русла, сила опору – від ступеня шорсткості русла. Якщо опір дорівнює рушійній силі, то рух води стає рівномірним. Якщо рушійна сила більша від сили опору, рух набуває прискорення, при оберненому співвідношенні цих сил рух уповільнюється.

У природі існує два види руху рідини (в тому числі й води) – *ламіна́рний* і *турбулентний*.

Ламінарний рух являє собою паралельноструменний рух. Кожна частинка води в руслі при цьому переміщується паралельно руху всієї маси рідини, швидкість біля дна дорівнює нулю, а максимальна швидкість має місце на поверхні. Ламінарний рух властивий переважно підземним водам.

У природних потоках спостерігається майже завжди *турбулентний* (*вихровий*) *рух*. При цьому русі швидкості в кожній точці потоку мають пульсуючий характер, безперервно змінюючись і за величиною, і за напрямком. Швидкості збільшуються вгору від дна спочатку дуже швидко і на деякому віддаленні від нього досягають величини, близької до середньої швидкості потоку. Далі вгору до поверхні потоку швидкість наростає повільніше.

Крива розподілу швидкості течії по вертикалі називається *епюрою швидкостей*.

При певних співвідношеннях між глибиною і швидкістю ламінарний рух легко переходить у турбулентний

Турбулентний характер руху води в річках спричиняє перемішування водної маси. Інтенсивність перемішування зростає зі збільшенням швидкостей течії. Завдяки перемішуванню вирівнюється температура води по живому перерізу, і тим самим уповільнюється замерзання річок порівняно із замерзанням озер.

Розподіл швидкостей течії води в річках. На поверхні води швидкість найбільша в середній частині потоку і найменша – коло берегів. Плавна лінія, яка з'єднує точки на поверхні річки з найбільшою швидкістю, називається *стрижнем*.

Картину розподілу швидкостей по живому перерізу дають *ізотахи* – лінії однакових швидкостей течії. По живому перерізу швидкості збільшуються від берегів і дна до середини і вгору з максимальною швидкістю біля поверхні. Якщо по довжині потоку з'єднати всі точки окремих живих перерізів з максимальними швидкостями пивною лінією, одержимо *динамічну вісь потоку*.

При найбільш закономірному розподілі швидкості течії по вертикалі річкового потоку епіюра вертикального розподілу швидкостей має максимум на поверхні, швидкість, наближену до середньої по вертикалі – на глибині 0,6 h від поверхні і мінімум – біля дна.

На розподіл швидкостей у водотоках значною мірою впливає рельєф дна, льодовий покрив, водна рослинність, швидкість і напрямок вітру. За наявності на дні перепон (підвищень, валунів тощо) швидкості потоку поволі зростають від дна до верху перепони, а потім різко збільшуються. При підході від плеса до перекату максимум швидкостей все більше віддаляється від поверхні, а після перекату знову наближається до неї.

При наявності льодового покриву розподіл швидкостей по глибині має особливий характер. На початку льодоутворення, коли нижня поверхня льоду нерівна і шорсткість її значна, максимум швидкостей наближається до дна. Далі при поступовому згладжуванні нижньої поверхні льоду максимум швидкості переміщується ближче до поверхні.

Визначення середньої швидкості течії по вертикалі і для живого перерізу. Для обчислення середньої швидкості по вертикалі досить площу епіюри швидкостей по вертикалі поділити на глибину вертикалі. Середню швидкість можна також обчислити за формулами, якщо знати швидкість течії в окремих точках по вертикалі. За середню можна прийняти і швидкість, виміряну в точці 0,6 глибини від поверхні (за відсутності льоду).

Щоб обчислити середню швидкість у живому перерізі $V_{\text{сер}}$ м/с, треба мати витрату води (Q , м³/с) і площу перерізу (ω , м²) тоді:

$$V_{\text{сер}} = Q / \omega \quad (5.1)$$

Швидкості течії гірських і рівнинних річок. Відомо, що течія рівнинних річок спокійніша, ніж гірських. Русла рівнинних річок складені переважно піщаними і глинистими ґрунтами, тимчасом як гірських – завалені валунами, великим камінням. Наявність валунів та різких змін рельєфу дна спричиняє перерозподіл швидкості в живому перерізі, появи окремих течій, спрямованих вгору, і посилення турбулентності руху води.

Струмини, які піднімаються вгору й опускаються вниз, спричиняють завихрення й утворення значних нерівностей на поверхні води. При цьому – чим менша глибина за даної швидкості, тим бурхливішою стає течія.

Завжди існують деякі співвідношення між характером течії і глибиною та швидкістю. Зі збільшенням глибини вплив нерівностей дна на створення бурхливої течії зменшується, а при малих глибинах (навіть при порівняно малих швидкостях) течія стає бурхливою.

При підвищенні рівнів на всіх річках течія стає спокійнішою, навіть на порожистих ділянках. Відповідно до характеру течії річки поділяються на *рівнинні* (зі спокійною течією) і *гірські* (з бурхливою течією).

Вимірювання швидкості течії річок. Швидкості течії річок вимірюються за допомогою *поплавків, гідрометричних млинок* або інших приладів.

Найпростіші поплавки роблять з дерева у вигляді кружків завтовшки 5-10 см, діаметром 15-20 см (під час льодоходу за поплавок можна прийняти крижину, яка вільно пливе по поверхні води). Якщо заміряти відстань L між створами, яку пройшов поплавок, і знати час t , за який поплавок пройшов цю відстань, то поверхнева швидкість течії буде дорівнювати

$$V_{\text{пов}} = L/t, \quad (\text{м/с}) \quad (5.2)$$

Точніше швидкість течії вимірюють за допомогою гідрометричного млинка, який дозволяє визначити швидкість у будь-якій точці потоку по ширині і глибині. Гідрометричні млиники бувають різних типів. Під час вимірювання швидкості гідрометричний млинок на штанзі або на тросі опускають у воду на потрібну глибину так, щоб його лопаті стояли проти течії. Під впливом течії лопаті обертаються: тим швидше, чим більша швидкість. Через певну кількість обертів лопатей гідрометричного млинка N (наприклад через 20) подається світловий або звуковий сигнал. За часом між двома сигналами t визначається кількість обертів за секунду $n = N/t$

За допомогою тарування гідрометричних млинок у спеціальних лабораторіях встановлюється залежність між кількістю обертів лопатей млинка n і швидкістю течії V м/с. Визначивши кількість обертів і користуючись залежністю, можна обчислити швидкість течії в даній точці.

5.5 Термічний режим річок

Термічний режим річок формується в результаті теплообміну між їхньою водною масою і оточуючим середовищем (атмосферою і літосферою). Теплообмін протікає по-різному при відкритій водній поверхні і при льодоставі: у літній період інтенсивніший теплообмін відбувається з

атмосферою, а взимку – з руслом річки. Влітку водна маса віддає тепло руслу річки, взимку, навпаки, потік тепла іде від русла до води.

Співвідношення між елементами теплового балансу змінюються разом зі зміною метеорологічних умов. Тому кожному сезону року властиві певні співвідношення між прибутком і втратою тепла. Навесні і влітку прибуток тепла перевищує його втрату і вода нагрівається. Максимальна температура води буває в липні-серпні (25-34 °C), коли встановлюється рівновага між надходженням і витрачанням тепла. Частину тепла в ці сезони вода віддає породам, які складають русло і мають нижчу температуру.

Восени, коли надходження тепла зменшується, води річок та їх русла поступово віддають акумульоване ними тепло в атмосферу.

Через турбулентне перемішування водна маса швидко реагує на зміни метеорологічних умов, і хід температури води майже паралельний ходу температури повітря, хоча спостерігаються й деякі відмінності. Так, у першій половині теплового періоду (особливо під час весняного водопілля) температура води нижче температури повітря, а потім навпаки. Мінімальна температура води буває на початку льодоставу. Під льодовим покривом температура води в річках залишається постійною (близько 0 °C).

Весною при підвищенні температури повітря і восени при її зниженні температура води змінюється з деяким відставанням від зміни температури повітря. Максимальна температура води менша від максимальної температури повітря і настає дещо пізніше від неї. Оскільки температура води в річках не буває від'ємною, середня річна температура води в річках значно вища, ніж середня річна температура повітря.

Крім сезонних коливань температури води в річках відбуваються добові зміни, які теж відстають від змін температури повітря. Добовий хід температури води найчіткіше виражений в теплий період, особливо влітку. Мінімальна температура води спостерігається звичайно вранці, максимальна – о 15-17-й годині (максимум температури повітря буває на 1-2 години раніше).

В північних районах добова амплітуда температури води в цей період невелика через меншу тривалість ночі і на великих річках не перевищує 1 °C. На південь вона зростає до 2-3 °C. В цілому ж на малих річках добові коливання температури води більші, ніж на великих; при ясній погоді амплітуда цих коливань більша, ніж при хмарній.

Температура води змінюється по живому перерізу і по довжині річок. По ширині і глибині річки температура води внаслідок турбулентного перемішування змінюється мало, тобто має місце однорідність в її розподілі. Проте в окремі сезони спостерігаються деякі особливості в розподілі температури води як по ширині, так і по глибині. Зокрема, влітку температура біля берегів, вища, ніж на середині річки, а восени навпаки; на великих річках різниця температури може досягти 3-4 °C. Влітку

вдень вода на поверхні тепліша, ніж біля дна, а вночі – навпаки; різниця в температурі по глибині може становити 2-3 °С.

Іноді значну різницю в температурах води по ширині і глибині річок (до 8-9 °С) може обумовлювати приплив поверхневих або підземних вод, які мають іншу температуру.

Зміна температури води по довжині річок обумовлюється зміною джерел живлення, приточності, кліматичних умов природних зон, по яких протікає річка. Так, температура води великих річок, які течуть з півночі на південь, підвищується. Найбільша різниця в температурі води між верхів'ям і пониззям у літньо-осінній період може досягти 9 °С (наприклад, на Дніпрі). На річках, які течуть в широтному напрямку, температура води змінюється мало, за винятком верхів'я, де температура поступово підвищується на деякій відстані від витoku. На гірських річках температура води також підвищується вниз за течією.

Температура води річок, які витікають із озер, тісно пов'язана з температурою озерних вод, причому вплив останньої на температуру води в річці поширюється на тим більшу відстань, чим більша водна маса озера. Далі температура води вирівнюється і набуває таких же значень, як в інших річках, що протікають на прилеглих територіях. Часто температура води в річках змінюється нижче впадіння великих приток і нижче водосховищ.

Нерідко температура води в річках помітно підвищується в тих місцях, де в річки скидають підігріті стічні води теплових електростанцій та промислових підприємств.

Разом з водами річок в океани, моря та озера виноситься й тепло. Кількість теплоти, яка переноситься річковими водами за певний інтервал часу, називається *тепловим стоком*. Його можна розраховувати за формулою:

$$W_T = C_p \rho T W, \quad (5.3)$$

де W_T – тепловий стік (Дж) за проміжок часу Δt ;

C_p – питома теплоємність води;

ρ – густина води;

T – середня температура води;

W – стік (об'єм) води (m^3), за той же проміжок часу Δt .

Температура води річок є показником, який впливає на деякі особливості їхнього гідрологічного режиму і можливості господарського використання. Зокрема, з температурою води пов'язані льодові явища, хімічні і біологічні процеси (від температури води залежить, наприклад, розчинність газів, швидкість протікання багатьох хімічних реакцій, життєдіяльність організмів тощо), перенесення завислих наносів потоком (гідровлічна крупність дрібних часток залежить від в'язкості, а остання у свою чергу, від температури води). Температура води визначає, поряд з мінералізацією і хімічним складом розчинених у ній речовин, якість води.

Нарешті, температура води є важливим показником при використанні її в побуті (для пиття, купання) і народному господарстві (зрошення, охолодження установок тощо).

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: джерела живлення, водний режим річки, фази водного режиму, водопілля, повень, паводок, межень, рівневий режим річки, рейковий гідрологічний пост, пальовий гідрологічний пост, нуль графіка, ламінарний рух води, турбулентний рух води, епіюра швидкостей, стрижень, ізотакси, динамічна вісь потоку.

Питання для самоконтролю

1. Які виділяються основні джерела живлення річок?
2. Як змінюється співвідношення між джерелами живлення річок в різних природних зонах?
3. Який принцип покладений в основу класифікації річок О. І. Войкова?
4. Дайте визначення водного режиму річки.
5. Перелічіть основні фази водного режиму.
6. Охарактеризуйте такий водний режим річки як водопілля.
7. Які фактори впливають на коливання рівнів води в річках?
8. Яким чином проводяться спостереження за коливанням рівнів води?
9. За якими видами рухається вода у природних потоках?
10. Як розподіляються швидкості течії у річках?

ЛЕКЦІЯ 6. РІЧКОВИЙ СТІК ТА ЙОГО СКЛАДОВІ. РІЧКОВІ НАНОСИ

План

- 6.1 Основні характеристики річкового стоку
- 6.2 Методи визначення величин річкового стоку
- 6.3 Формування стоку річок
- 6.4 Водоносність річок та її внутрішньорічний розподіл
- 6.5 Річкові наноси

Завдання на самопідготовку

6.1 Основні характеристики річкового стоку

Стік – це переміщення води по земній поверхні, а також у товщі ґрунту та гірських породах у процесі кругообігу її у природі.

Річковий стік включає стік води, стік наносів, стік розчинених речовин і стік теплоти.

Крива, яка характеризує закономірність зменшення величини стоку внаслідок виснаження запасів води в річковому басейні – *крива виснаження стоку*.

Багаторічні циклічні коливання стоку – це зміни величини стоку, що характеризуються чергуванням маловодних і багатоводних років.

Водність річки – відносна характеристика стоку за певний проміжок часу у порівнянні з його середньою багаторічною величиною чи величиною стоку за інший період того самого року.

Стік наносів – сумарна кількість принесених річкою мінеральних і органічних речовин за проміжок часу. Вимірюється в тоннах. Так, наприклад, р. Хуанхе виносить в море у середньому близько 1300 млн. т наносів у рік, р. Амазонка – більш 1000 млн. т/рік тощо.

Стік розчинених речовин – кількість розчинених речовин, які проносить річка через будь-який живий переріз за певний проміжок часу (добу, місяць, рік):

$$W_p = T \cdot Q \cdot M, \quad (6.1)$$

де $T = 31,54 \cdot 10^6$ – кількість секунд у році;

Q – середня річна витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$;

M – середня річна мінералізація води, $\text{кг}/\text{м}^3$.

Стік тепла – це процес перенесення тепла разом із річковими водами та його кількісна характеристика.

Характеристика річкового стоку – це кількісна оцінка величини річкового стоку.

Кількісними оцінками величин річкового стоку є витрати води, об'єм, модуль, шар стоку.

6.2 Методи визначення величин річкового стоку

Показником річкового стоку є витрата води.

Витрата води – це кількість води, що протікає через живий переріз за одиницю часу. Вона може бути визначена за формулою:

$$Q = V_{\text{сер}} \cdot \omega \quad (\text{м}^3/\text{с}), \quad (6.2)$$

де $V_{\text{сер}}$ – середня швидкість течії для всього живого перерізу в $\text{м}/\text{с}$ (якщо виміри відсутні, то середня швидкість визначається за формулою Шезі);

ω – площа живого перерізу в м^3 , яка визначається промірами глибин русла по поперечному створу.

За величинами щоденних витрат води можна обчислити середні, найбільші і найменші витрати за місяць, рік або ряд років. Середні, найбільші і найменші витрати за рік або ряд років називають *характерними витратами*.

За даними щоденних витрат будують календарний (хронологічний) графік коливання витрат, який називається *гідрографом*. При значній тривалості спостережень можна побудувати типовий гідрограф.

Об'єм стоку – це об'єм води, що стікає з водозбору за певний проміжок часу (рік, місяць, добу); м^3

$$W = Q \cdot T, \quad (6.3)$$

де T – кількість секунд за добу 86 400, за рік $31,54 \cdot 10^6$ с.

Модуль стоку – це кількість води, що стікає з одиниці площі водозбору (1 км^2) за одиницю часу (1 с) і визначається за такою формулою:

$$M = Q \cdot 10^3 / F \quad (\text{л/с / км}^2), \quad (6.4)$$

де F – площа басейну, км^2 ;

Q – середня витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$;

10^3 – перевід $\text{м}^3/\text{с}$ у літри.

Шар стоку – це кількість води, що стікає з водозбору за певний проміжок часу, подана у вигляді товщини шару, рівномірно розподіленою за площею цього водозбору. Визначається за такою формулою:

$$Y = W \cdot 10^3 / F \cdot 10^6, \text{ мм} \quad (6.5)$$

де 10^3 – перевід м у мм;

10^6 – перевід км^2 у м^2 .

Коефіцієнт стоку (η) – це відношення величин стоку (y) до кількості опадів (x), що випали на площу водозбору та спричиняють виникнення стоку:

$$\eta = y/x. \quad (6.6)$$

Це безрозмірна величина і дорівнює нулю або більша за нього, але менша одиниці.

Річний стік протягом року розподіляється нерівномірно. Коливання величин стоку в часі називається – *мінливість стоку*.

Розподілення величин стоку за календарними періодами чи сезонами року – *внутрішньорічний розподіл стоку*.

6.3 Формування стоку річок

Стік формується внаслідок випадання дощів або танення снігу й льоду. Стік, який спостерігається на поверхні землі, називається *поверхневим стоком*.

В окремих місцях (наприклад, у лісовій зоні) поверхневий стік невеликий. Більша частина дощових і талих вод потрапляє в таких районах у річкову сітку підземними шляхами, утворюючи *підземний стік*.

Підземний стік — рух підземних вод від області живлення до областей витрати під дією гідравлічного напору або сили тяжіння в процесі кругообігу вологи в природі.

У різних ландшафтних зонах співвідношення між поверхневим і підземним стоком неоднакове.

У лісовій зоні значні маси води просочуються в глибину, підвищують рівень ґрунтових вод і створюють сприятливі умови для дренажу цих вод річковою сіткою. У степовій зоні значна частина дощових і талих вод збігає по поверхні землі в річкову сітку, тобто поверхневий стік перевищує підземний. Внаслідок різного співвідношення між поверхневим і підземним стоком утворюються специфічні особливості режиму річкового стоку та його розподіл протягом року.

Стік — це складний природний процес, який відбувається в географічному середовищі і перебуває під впливом різноманітних фізико-географічних факторів: клімату, ґрунтів, рослинності, озер і боліт у басейні річки тощо.

Вплив фізико-географічних факторів на стік річок. Основним фактором, який стимулює стік і визначає його розвиток є клімат. Але й інші фактори певною мірою впливають на стік. Причому вплив їх тим більший, чим менші розміри басейну і чим коротший період за який розглядається цей вплив. Вплив різних природних факторів проявляється по-різному. Одні з них сприяють збіганню атмосферних опадів по земній поверхні, інші затримують стік. Вплив фізико-географічних факторів позначається і на величині стоку за рік та на його режимі. Клімат впливає на стік не лише безпосередньо, а й через інші природні компоненти (ґрунти, рослинність, рельєф), котрі перебувають у постійній взаємодії.

Вплив на стік кліматичних факторів. Для будь-якого річкового басейну можна скласти рівняння водного балансу. Для окремого конкретного року це рівняння має вигляд:

$$X_i = Y_i + Z \pm U_i, \quad (6.7)$$

де X_i — сума атмосферних опадів за рік;

Y_i — стік;

Z — випаровування;

U_i — накопичення вологи в басейні.

У вологі роки волога в басейні накопичується (+), у сухі – витрачається (-). Якщо припустити, що за багаторічний період накопичення і витрачання вологи врівноважується, то для середнього року за багаторіччя рівняння водного балансу буде таке:

$$X = Y + Z \quad (6.8)$$

де X , Y , Z – середня багаторічна кількість опадів, стоку і випаровування відповідно.

З останнього рівняння виходить, що $Y = X - Z$, тобто середній багаторічний стік дорівнює різниці між середніми за рік величинами опадів і випаровування.

З цього можна зробити висновок, що середній багаторічний стік залежить в основному від кліматичних факторів. Взаємна компенсація накопичення і витрачання вологи в басейні річки відбуватиметься лише тоді, коли поверхневий і підземний вододіли збігаються. В іншому разі матиме місце або надходження води з іншого басейну, або віддача її.

В такому випадку рівняння водного балансу матиме вигляд

$$X = Y + Z \pm U \quad (6.9)$$

Випаровування з поверхні річкового басейну, як і будь-якої ділянки земної поверхні, складається з випаровування води з поверхні водойм, котрі є на даній території, випаровування з ґрунтів і транспірації рослин.

Випаровування з водної поверхні визначають за картами чи формулами, а випаровування з ґрунтів і транспірацію рослин визначити досить складно. Тому величина випаровування з поверхні річкового басейну розраховується не окремо для кожного з трьох видів його, а сумарно.

Величину сумарного випаровування за багаторічний період переважно визначають з рівняння водного балансу як різницю між кількістю опадів і величиною стоку:

$$Z = X - Y, \quad (6.10)$$

а також за даними натурних спостережень над випаровуванням з різних видів поверхні за допомогою спеціальних установок (випарників) або за емпіричними залежностями від факторів, які його обумовлюють.

Аналіз рівняння водного балансу річкових басейнів за багаторічний період дозволяє дійти до висновку, що кількість опадів створює можливість виникнення стоку, а співвідношення тепла й вологи або обмежують цю можливість, або створюють умови, коли стоку немає.

Наявність вологи прямо пов'язана з кількістю опадів за інших однакових умов. Якщо опадів мало, то й випаровування незначне. Зі збільшенням опадів випаровування збільшується спочатку інтенсивно, а потім

поступово зменшується. Коли опадів більше, ніж треба для максимального випаровування, останнє вже не збільшується, а залишається постійною величиною.

Якщо розглядати співвідношення між стоком і опадами, можна спостерігати таку картину. Стік збільшується зі збільшенням опадів, але за малої кількості опадів (тобто при значній різниці між фактичним і можливим випаровуванням) збільшення це повільне. Потім, коли фактичне випаровування Z наближається до можливого $Z_{\text{макс}}$ стік починається, а за досить великих значень опадів стік збільшується, так само, як і опади.

Вплив геологічних умов на стік. Геологічні умови також впливають на річковий стік, правда, не безпосередньо, а через процеси інфільтрації й випаровування. Від геологічних умов залежить та кількість вологи, яка затримується у верхніх шарах порід та ґрунті і, отже, може бути витрачена згодом на випаровування і транспірацію. З другого боку, ці ж умови визначають і ту кількість вологи, яка просочується вглиб і витрачається на поповнення запасів підземних вод, які потім беруть участь у живленні річок. Водопроникні породи сприяють просочуванню опадів у ґрунт і, зменшуючи поверхневий стік, збільшують підземне живлення. Зрозуміло, що водонепроникні породи мають протилежний вплив. В басейнах річок, складених водопроникними породами живлення більш рівномірне.

Вплив рельєфу на річковий стік. Рельєф великою мірою впливає на стік. Проте це відбувається здебільшого, не безпосередньо, а внаслідок зміни кількості опадів і випаровування. Встановлено, що навіть незначні підвищення на території Східно-Європейської рівнини є конденсаторами опадів на своїх навітряних схилах, тимчасом як протилежні схили характеризуються зменшенням кількості опадів.

Збільшення опадів з висотою місцевості особливо помітне в гірських районах. Наприклад, кількість опадів за рік на північному схилі Великого Кавказу змінюється від 760 мм на висоті 1068 м до 1700 мм на висоті 1380 м. Проте в районах, де мало вологи, або там, де передгір'я перехоплюють значну частину опадів, центральні гірські хребти одержують мало опадів і стік тут незначний.

Одночасно зі збільшенням опадів при підвищенні місцевості зменшуються температура повітря і дефіцит вологи. Це спричиняє зменшення випаровування і збільшення стоку.

У відкритих місцях степової і лісостепової зон різні форми рельєфу значно впливають також на розподіл снігу. Якщо на рівнині висота снігового покриву становить 5-6 см, то в балках – 100-110 см. Отже, вплив рельєфу на величину опадів і випаровування, розподіл снігу, а звідси й на об'єм стоку – істотний.

Вплив рослинності на річковий стік. Безпосередній вплив рослинності на стік полягає у збільшенні шорсткості земної поверхні, що сприяє сповільненню збігання води і збільшенню інфільтрації вологи у ґрунт. Від 35 до 50 % загальної суми опадів затримують крони дерев. Уся ця волога

йде на випаровування. Витрачання води на випаровування з ґрунту разом з транспірацією рослинами більше, ніж з ґрунту без рослинності.

Довго було дискусійним питання про вплив лісу на стік. Деякі дослідники стверджували, що ліс збільшує стік, інші дотримувалися протилежної думки. Зараз вважають, що вплив лісу на водність залежить від ряду причин і не може вирішуватися однаково в різних природних і господарських умовах. Насамперед, треба мати на увазі, що й лісистість і стік перебувають у тісній залежності від клімату.

За однакових кліматичних умов і лісистості цей вплив залежить від геоморфологічних умов, з якими тісно пов'язані процеси стікання води по поверхні землі, положення рівня підземних вод, від фізичних і водних властивостей ґрунтів та порід і від складу і густоти насаджень. Значний вплив має ліс на стік крізь ґрунт. Ґрунт у лісі взимку глибоко не промерзає, а сам ліс навесні уповільнює інтенсивність сніготанення. Все це веде до збільшення втрат талих і дощових вод на просочування в ґрунт, які достатньо значні.

Часто дощі, які спричиняють паводки в річкових безлісних басейнах, у лісі зовсім не формують стоку. Волога, яка просочилася в ґрунт у залісених річкових басейнах, потрапляє в річкову сітку лише підземними шляхами. У малих річкових басейнах через незначну глибину ерозійного врізу русел значна частина вологи йде за межі цих басейнів. За однакових розмірів водозборів малих річкових басейнів та однакових кліматичних і гідрогеологічних умов величина втрат вологи на інфільтрацію зростає зі збільшенням лісистості, а звідси зменшується й стік. У міру збільшення площі водозбору внаслідок зростання глибини ерозійного врізу річкових русел все більша частина води, яка просочилася, повертається в річкову сітку даного басейну в зв'язку з посиленням її дренажної ролі. Відповідно до цього різниця між стоком безлісних і лісистих басейнів поступово згладжується.

Вплив озерності на стік річок. Наявність озер або значних водосховищ у басейнах річок істотно впливає на величину стоку. Відомо, що випаровування з водної поверхні більше, ніж з поверхні суші. Тому стік з басейну, де є озера, завжди менший, ніж з безозерного. Величина випаровування з водної поверхні і поверхні суші в різних фізико-географічних умовах неоднакова, а отже, неоднаковий і вплив озерності на величину річного стоку. За даними О.О. Соколова, в лісовій зоні при озерності нижче 10% зменшення стоку за рік незначне (менше 10%). При озерності 30-50% і більше зменшення стоку в цій самій зоні може досягати 50% і більше. Найбільшою мірою стік зменшується під впливом озерності у південних районах, у зоні недостатнього зволоження, а в північних районах, у зоні надмірного зволоження, вплив цього фактора незначний.

Вплив господарської діяльності людини на стік. Господарська діяльність людини, яка спричиняє зміни природних умов, не може не впли-

вати стік. Зі створенням водосховищ збільшується випаровування, а отже, зменшується стік, особливо в посушливих районах. Штучне зрошення веде до зменшення величини стоку річок, а в деяких районах Середньої Азії та Кавказу вода окремих річок повністю забирається на зрошення.

Такі агротехнічні заходи, як снігозатримання, розорювання на значних територіях впливають на умови формування поверхневого стоку, переважно зменшуючи його. Насадження лісових смуг також спричиняє посилення інфільтрації вологи в ґрунт, тобто частина поверхневого стоку переводиться у підземний.

Розподіл стоку по території. Для характеристики розподілу стоку на будь-якій території складається карта стоку, на якій проведені лінії однакових величин стоку, тобто ізолінії модулів стоку, або річного шару стоку. Для побудови такої карти спочатку за даними фактичних спостережень обчислюють норми стоку окремих річок. Одержані величини пишуть на карті біля точок – центрів ваги річкових басейнів. Користуючись нанесеними на карту величинами норм стоку, проводять ізолінії стоку, які з'єднують точки з однаковими величинами норми стоку.

Карти стоку дають повне уявлення про розподіл стоку по території, і за їх допомогою та за картами річних сум атмосферних опадів можна визначити величину сумарного випаровування з поверхні басейну річки, виходячи з рівняння: $Z = X - Y$.

Характерною особливістю розподілу середнього багаторічного стоку (норми) по території України є його зональність в рівнинній частині та вертикальна поясність у гірській частині. Крім того, спостерігається тенденція до зменшення стоку із заходу на схід під впливом збільшення континентальності клімату. Так, у Поліссі норма стоку становить 4-3 л/с·км², в лісостепу 2-1,5 л/с·км², а в степу – лише 0,5-0,2 л/с·км². Значною мірою на величину стоку впливає рельєф місцевості. В Українських Карпатах норма стоку становить 10-25 л/с·км², в Криму – 1,0-5,0 л/с·км², в Донбасі – 2-3 л/с·км². Причому схили гір, обернені до вологоносних вітрів, мають більший стік, ніж підвітряні схили. Тому річки Закарпаття більш багатоводні, ніж річки Прикарпаття.

6.4 Водоносність річок та її внутрішньорічний розподіл

Водоносність річок земної кулі змінюється в широких межах. Найбільшу середньорічну витрату має Амазонка – 120 000 м³/с.

Річний стік протягом року розподіляється нерівномірно. Це залежить від ряду фізико-географічних факторів, котрі можуть змінюватися протягом року або протягом багатьох років залишатися незмінними.

Величина річкового стоку за будь-який проміжок часу є одним з елементів водного балансу. Співвідношення між елементами водного балансу протягом року не залишається незмінним, у зв'язку з чим, почина-

ючи з осені в річкових басейнах волога накопичується, а з кінця весни – витрачається. Відповідно до цього при вивченні водного режиму іноді користуються гідрологічним роком, початком якого у північних районах вважають вересень, а в південних – жовтень - листопад. Від зміни співвідношення елементів водного балансу протягом року залежить внутрішньорічний розподіл річкового стоку.

Хоч опади визначають можливість утворення стоку, проте можливість формування стоку за рахунок опадів, які випадають за даний проміжок часу, залежить від ряду причин. Якщо частина опадів буває у вигляді снігу, то вони зберігаються на поверхні річкового басейну до початку сніготанення, коли й утворюють стік. Очевидно, що в даному разі в зимовий період опади певною мірою впливають на зміну величини накопичення вологи у рівнянні водного балансу. Якщо опади випадають лише у вигляді дощу, то внутрішньорічний розподіл стоку визначається режимом опадів і здатністю ґрунтів вбирати певну кількість вологи. Останнє залежить від фізичних властивостей ґрунту та від ступеня зволоження, котрі тісно пов'язані з температурним режимом повітря.

Опади лише у вигляді дощу випадають у теплих країнах. Тому і внутрішньорічний розподіл стоку річок цих країн визначається переважно режимом дощових опадів. Разом з тим температура повітря через зміну ступеня зволоження ґрунтів може впливати на розподіл стоку. Яскравим прикладом цього може бути р. Сан-Франсіску (Південна Америка), де мала кількість опадів у червні-жовтні спричиняє значне висушування ґрунтів басейну, внаслідок чого значна кількість вологи витрачається на просочування і випаровування в наступні місяці.

Залежність внутрішньорічного розподілу стоку від опадів і температури на річках європейського узбережжя Атлантичного океану може характеризувати стік р. Сони. Основна маса стоку цієї річки припадає на холодну частину року, тимчасом як найбільше опадів буває в теплу частину. Незначний стік влітку є результатом великих втрат вологи на просочування і випаровування під впливом високих температур повітря.

У басейнах річок, які живляться в основному за рахунок сніготанення, внутрішньорічний розподіл стоку характеризується концентрацією останнього в період весняного водопілля. До таких річок належать річки Східно-Європейської рівнини. Зміна в розподілі стоку протягом року таких річок залежить від наявності і потужності інших джерел живлення – дощів та ґрунтових вод. При недостатній кількості цих видів живлення на частку весняного стоку припадає 80-100 % річного; меженний стік незначний або взагалі відсутній. Зі збільшенням дощового й ґрунтового живлення внутрішньорічний розподіл стоку стає більш рівномірним.

Основна частина стоку більшості рівнинних річок України припадає на весняне водопілля, яке є основною причиною нерівномірності річного стоку. Тому характер водопілля значною мірою визначає розподіл стоку протягом року. З просуванням з півночі на південь у рівнинних ра-

йонах України річна величина стоку зменшується переважно за рахунок зменшення об'єму весняного водопілля і збільшення випаровування в теплу частину року. Чим менший об'єм водопілля і більше випаровування влітку, тим менший стік і тим менш рівномірно він розподіляється протягом року.

В гірських районах, де основними джерелами живлення є води від танення снігів і льодовиків, річний хід стоку близький до річного ходу температури повітря.

Отже, *на внутрішньорічний розподіл стоку впливають в основному такі кліматичні елементи, як опади і температура повітря.*

Від зміни кліматичних умов залежить зміна умов живлення річок, а також зміна в розподілі стоку протягом року.

Інші фізико-географічні фактори (рельєф, ґрунти, озерність, лісистість, заболоченість), які відображають природну і штучну зарегульованість стоку в басейні річки, можуть значною мірою змінити внутрішньорічний розподіл стоку, характерний для даного кліматичного району.

Значний вплив на внутрішньорічний розподіл стоку мають ґрунти басейну річки. Волога, просочуючись у них, збільшує запаси підземних вод і водночас зменшує поверхневий стік у весняний період та посилює ґрунтове живлення річок у межень. Теж саме можна сказати про геологічні особливості басейну. В басейнах, складених легкопроникними породами (вапняки, піски, базальти тощо), значна кількість поверхневих вод переходить у підземні, котрі згодом надходять у річку. Таким чином, ґрунтові й геологічні умови регулюють річковий стік протягом року.

Істотно змінюють розподіл стоку озера. Вони затримують надлишок стоку в період весняного водопілля й літніх паводків і, поступово витрачаючи ці запаси, збільшують цим меженний стік. Регулююча роль озера залежить від його розмірів, морфології, запасів води, та положення озера в басейні річки. Чим більша площа озера порівняно з власним водозбором річки, яка витікає з нього, тим більша його регулююча роль. У районах з достатньою зволоженістю наявність озер у басейнах річок робить стік більш рівномірним протягом року. В зоні недостатнього зволоження, де основна частина річного стоку припадає на весну, на розподіл стоку впливає не лише регулююча роль озера, а й додаткове випаровування з його поверхні в теплу частину року.

Вплив лісу на розподіл стоку протягом року полягає у збільшенні тривалості весняного стоку (як наслідок подовження періоду сніготанення) і перерозподілі поверхневого та підземного стоку. В цілому в більш вологих районах, де водоносні горизонти залягають близько до поверхні, ліс збільшує підземне живлення, тобто зростає природна зарегульованість стоку. В степових районах поповненню підземних вод сприяють навіть окремі лісові масиви, тому їх слід всіляко зберігати і розширювати. Отже, для річок, які дренують підземні води, вплив залісеності водозбору проявляється у підвищенні стоку в літні і зимові місяці за рахунок

зменшення стоку навесні, тобто стік у них стає розподіленим більш рівномірно.

Розподіл стоку малих річок, які не дренують водоносних горизонтів, під впливом залісеності, навпаки, стає більш нерівномірним.

Вплив боліт на внутрішньорічний розподіл стоку залежить від типу болота і зони його розташування. В умовах достатнього зволоження, де випаровування з боліт не перевищує випаровування з суші, болото можна розглядати як верхній водоносний горизонт, котрий додатково живить річку в меженний період. За умов недостатнього зволоження, випаровування з боліт, як і з водної поверхні, більше, ніж із суші. Тому, внаслідок значного випаровування меженний стік заболочених річок менший, ніж незаболочених.

На внутрішньорічний розподіл стоку значною мірою може впливати господарська діяльність людини. Створення водосховищ, забір води на зрошення, водопостачання, перекидання води з одного басейну в інший, може спричинити глибокі зміни в перерозподілі стоку протягом року. Прикладом може бути розподіл стоку Дніпра до і після створення водосховищ.

Така характеристика впливу фізико-географічних факторів на внутрішньорічний розподіл стоку справедлива лише для басейнів, розташованих в однорідних природних умовах. При значних розмірах басейнів фізико-географічні фактори можуть змінюватися. Відповідно до цього й внутрішньорічний розподіл стоку окремих частин такого басейну може бути різним. Режим же головної річки, а звідси – й внутрішньорічний розподіл стоку можуть зазнавати значних змін по її довжині.

Максимальний стік річок формується або в результаті надходження талих снігових і льодовикових вод, або за рахунок дощів. Причому на річках з переважанням снігового живлення можливий максимальний стік і від снігу і від дощу, тимчасом як на річках в основному дощового живлення він формується лише за рахунок дощів. Величина максимального стоку за інших однакових умов залежить від інтенсивності сніготанення чи дощу, величин втрат вологи на просочування й акумуляцію, розмірів площі, охопленої одночасно сніготаненням або дощем. Поширені в басейні ліси або озера зменшують величину максимального стоку.

Дані спостережень показують, що максимумами стоку збільшуються зі збільшенням площі басейнів. На великих та середніх річках України максимальні витрати від сніготанення більші, ніж від дощу.

У гірських районах Карпат через зимові відлиги й інтенсивне сніготанення, які супроводжуються інтенсивними дощами протягом кількох днів, формуються надзвичайно високі паводки змішаного походження.

Мінімальний стік формується в основному під впливом особливостей підземного живлення річок. Фізико-географічні умови створюють загальний фон формування підземного стоку, а ступінь розчленованості річками поверхні Землі разом з гідрогеологічними особливостями визна-

чають локальний характер стоку підземних вод у річки. Завдяки цьому при загальній тенденції до зонального розподілу мінімального стоку на рівнинній території, зокрема на території України, спостерігається досить значна строкатість у зміні цієї величини в окремих районах, причому для малих річок а зональні фактори набувають великого, а іноді й вирішального значення.

В межах Східно-Європейської рівнини найменші величини мінімального стоку спостерігаються у південних районах, на узбережжі Чорного та Азовського морів та в південно-східній частині басейну Дону, де модулі мінімального стоку падають до нуля (річки пересихають). На північ по всій території Східно-Європейської рівнини мінімальні модулі стоку підвищуються до $2 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$, а в Карелії та на Кольському півострові до $4 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$.

В окремих районах залежно від місцевих гідрогеологічних умов відхилення від цієї загальної схеми можуть бути досить значними. В ряді районів річки пересихають і перемерзають внаслідок виснаження запасів підземних вод. Особливо часто річки перемерзають на північному сході Сибіру, причому навіть ті, які мають площу водозбору до 200 тис. км^2 (Індигірка, Оленьок та ін.). Пересихають річки у південних посушливих районах (у степовій, напівпустельній та пустельній зонах). В Україні таке спостерігається в Приазов'ї та Причорномор'ї (Чорний Ташлик, Гнилий Сланець, Громоклія).

6.5 Річкові наноси

Річковими наносами називають *тверді частинки*, які переносить потік і утворюють руслові та заплавні відклади. Вони формуються в результаті *водної ерозії*.

Водна ерозія – це процес руйнування земної поверхні дією текучих вод. Її інтенсивність залежить як від енергії водотоків, так і від протиерозійної стійкості ґрунтів водозборів. Ерозія поверхні водозбору буде тим більшою, чим більша швидкість течії води і менш стійкі до розмиву ґрунти. Енергія текучих вод визначається їхньою витратою і падінням, тобто вона залежить від величини стоку і рельєфу місцевості. Тому ерозія при одній і тій же кількості води буде більшою на крутих схилах і меншою на пологих. Крім того, чим більшим буде стік, тим більшим буде розмив.

Стійкість поверхні до розмиву залежить від властивостей порід, ґрунтів і рослинного покриву, які складають цю поверхню. Різні види порід і ґрунтів по-різному піддаються розмиву. Найстійкішими є корінні породи, найменш стійкими – осадові. Рослинність у цілому зменшує інтенсивність ерозії.

Останнім часом з'явився ще один фактор, який інтенсифікує ерозійні процеси, – антропогенний, тобто пов'язаний з діяльністю людини.

Збільшення розораності територій, вирубування лісів, осушення земель спричиняють збільшення змиву.

Отже, водна ерозія залежить як від фізико-географічних факторів, так і від антропогенних (господарської діяльності людини).

Продукти ерозії з поверхні басейну складають більшу частину річкових наносів. Розмив дна і берегів, тобто руслова ерозія, становить незначну частину наносів.

Наноси являють собою уламки гірських порід або частки ґрунтів, їх розміри можуть змінюватися в широких межах. Тому за геометричної крупністю наноси ділять на фракції: *крупні, середні, дрібні*.

Із загальної кількості частина наносів переноситься водами річок у завислому стані, а частина перетягується по дну. В залежності від цього річкові наноси поділяються на *завислі* і *донні*. Цей поділ дещо умовний, тому що наноси одного виду можуть перейти в інший залежно від швидкості течії.

Стрибкоподібний перехід наносів з одного виду в інший має назву *сальтації*.

Завислі наноси. Наявність у воді часток у завислому стані, які мають значно більшу питому вагу ніж вода, пояснюється дією сил, які здатні відірвати частки від дна та берегів, підняти у товщу води і затримувати їх випадання.

Відрив твердих частинок від дна зумовлений *підйомною силою* (F_p), яка виникає внаслідок несиметричного обтікання їх потоком. Відірвана від дна частинка потрапляє у турбулентний потік, де є вертикальні складові швидкостей. Вони тримають її у завислому стані. При зменшенні підйомної сили частинка може знову опуститися на дно і залишитися там, доки величина підйомної сили не буде достатньою для її підняття. Цей процес залежить від пульсації швидкостей в потоці.

Крім підйомної в потоці існує і лобова сила (F_l), яка діє на грань частинки ґрунту, що повернена проти течії. Вона обумовлює поступальний рух частинки в потоці. Між вказаними силами існують певні співвідношення.

Дослідженнями встановлено, що підйомна сила складає приблизно 1/3-2/3 лобової сили. Вона найбільша біля дна і найменша біля поверхні води. Турбулентний режим течії сприяє рівномірному розподілу завислих наносів в потоці. Але цьому вирівнюванню перешкоджає сила тяжіння частинки (G), яка постійно спрямовує її в нижні його шари. Отже, чим інтенсивнішим буде турбулентне перемішування, тим рівномірніше потік буде насичений наносами.

В тому випадку, коли сила тяжіння частки буде більшою за підйомну силу, тверда частинка завдяки своїй більшій питомій вазі, опускатиметься на дно з деякою швидкістю.

У текучій воді, завдяки турбулентному водообміну, частинки можуть бути у *завислому стані*, якщо вертикальна складова швидкості течії

(підйомна сила) перевищує гідравлічну крупність частинок. Вертикальна складова зростає із збільшенням швидкості течії води. Отже, чим більша швидкість потоку, тим крупніші частинки можуть зависати, і гідравлічна крупність частинок більша від вертикальної складової, то вони осідатимуть на дно і почнеться відкладання наносів. Тому вниз по річці у зв'язку із загальним зменшенням швидкості течії розміри частинок, які знаходяться у завислому стані, будуть зменшуватись, що приводить до посилення акумуляції наносів.

Стік завислих наносів. Основною характеристикою стоку наносів є *витрата завислих наносів*. Це кількість завислих наносів, які річка переносить через живий переріз за одиницю часу (R , кг/с).

Сумарна кількість наносів за певний проміжок часу називається *стоком наносів (твердим стоком)* за цей час. Стік наносів розраховується за формулою:

$$W_H = R \cdot T, \quad (6.11)$$

де W_H – стік наносів за час T (с), кг (або т);
 R – середня витрата наносів (кг/с).

Важливою кількісною характеристикою стоку наносів є *мутність* ρ – кількість наносів у грамах, які містяться в 1 м³ води. Величина мутності обчислюється за формулою:

$$\rho = 1000 \cdot R/Q, \text{ (г/м}^3\text{)}; \quad (6.12)$$

По глибині річки мутність збільшується від поверхні до дна, а по ширині – від берегів до стрижня потоку.

По довжині річки кількість наносів від витоків до гирла, як правило, збільшується, але й залежить від конкретних природних умов, в яких розташований басейн тієї чи іншої річки.

Протягом року найбільша мутність (як і витрата наносів) спостерігається у багатоводний період (здебільшого це водопілля), а найменша – в зимову межень. На рівнинних річках завислі наноси складають 90-98% загальної кількості наносів, для гірських же водотоків доля цих наносів може зменшуватись до декількох відсотків.

Загальною закономірністю зміни мутності вод річок на рівнинній території України є її збільшення з півночі на південь.

Річки виносять до морів велику кількість наносів – біля 17 млрд т/рік. Наприклад, у Чорне і Азовське моря щорічно виносяться річками приблизно 37,1 млн т завислих наносів, а найбільше наносів серед річок кулі виносить Амазонка – близько 100 млн т/рік.

Донні наноси. Наноси, гідравлічна крупність яких перевищує вертикальну складову швидкості течії, опускаються на дно річки і стають

донними. Вони переміщуються річковим потоком по дну шляхом ковзання, перекатування або сальтацією (стрибкоподібно).

Сальтація пов'язана із пульсацією вертикальної швидкості, що веде до переходу час від часу частини наносів у завислий стан.

Переміщення частинок по дну залежить від величини придонної швидкості і розмірів частинок. Дослідженнями встановлено, що між масою частинок, які переміщуються по дну і швидкістю, при якій ці частинки рухаються, існує залежність, названа *законом Ері* і виражається формулою:

$$M = A \cdot V^6, \quad (6.13)$$

де M – маса частинок, або їх вага;;

V – швидкість, з якою частинки рухаються;

A – постійний коефіцієнт.

Із формули видно, що вага частинки, яка переміщується по дну, пропорційна шостій ступені швидкості. Цей закон пояснює, чому при порівняно невеликій різниці у швидкостях течії крупність наносів, які переміщуються по дну, значно змінюється. Якщо швидкості потоків рівнинного та гірського характеру, мають, наприклад, співвідношення 1:3, то вага донних частинок, які переносяться потоком, буде приблизно у співвідношенні 1:729.

Закон Ері в загальному випадку справедливий, тоді коли частинка досить незначна по відношенню до придонного шару. В тому випадку, коли розміри частинок значні по відношенню до товщини придонного шару, на її верхню і нижню частини діють уже різні швидкості.

Розмив дна залежить від глибини потоку. Чим менша його глибина, тим менші швидкості потрібні для розмиву ґрунтів дна при одних її розмірах часток, з яких складається дно потоку.

У багатьох випадках виникає необхідність оцінити переміщення наносів сумарно, не розділяючи їх на завислі та донні. Цього можна досягти оцінкою *транспортуючої здатності потоку*. Під нею розуміють таку граничну витрату наносів, понад яку потік при заданих гідравлічних характеристиках не може переміщувати твердий матеріал.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: стік, багаторічні циклічні коливання стоку, водність річки, стік наносів, стік розчинених речовин, стік тепла, витрата води, гідрограф, крива виснаження стоку, об'єм стоку, модуль стоку, шар стоку, коефіцієнт стоку, мінливість стоку, внутрішньорічний розподіл стоку, поверхневий стік, підземний стік, річкові наноси, водна ерозія, завислі і донні наноси, сальтація, стік наносів.

Питання для самоконтролю

1. Які складові включає річковий стік?
2. Якими кількісними показниками можна оцінити величину річкового стоку?
3. Вкажіть рівняння водного балансу для річкового басейну.
4. Яким чином кліматичні фактори впливають на річковий стік?
5. Яким чином геолого-геоморфологічні фактори впливають на річковий стік?
6. Охарактеризуйте вплив господарської діяльності людини на річковий стік.
7. Які особливості характерні для розподілу середнього багаторічного стоку по території України?
8. Які фактори впливають на водність річок та її внутрішньорічний розподіл?
9. Яким чином озера впливають на внутрішньорічний розподіл стоку?
10. За рахунок яких факторів формується максимальний і мінімальний стік річок?
11. В результаті якого процесу формуються річкові наноси?
12. Які фактори впливають на інтенсивність водної ерозії?
13. Охарактеризуйте звислі та донні наноси.

РОЗДІЛ 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОЙМ

ЛЕКЦІЯ № 7. ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР

План

- 7.1. Загальна характеристика озер
- 7.2. Морфологія і морфометрія озер
- 7.3. Водний баланс і рівневий режим озер
- 7.4. Термічний режим озер
- 7.5. Гідробіологія озер

Завдання на самопідготовку

7.1 Загальна характеристика озер

Гідрологія озер (лімнологія) є складовою частиною гідрології суші; вона вивчає походження, поширення, гідрологічний режим та водний баланс озер.

Озерами називають природні водойми, котрі являють собою западини на земній поверхні різної величини і форми, заповнені водою, пос-

тійний поступальний рух якої в певному напрямку в межах угловини або відсутній, або уповільнений.

Озера не мають прямого зв'язку з океаном, вони належать до водойм з уповільненим водообміном (стоком) і відрізняються від річок неоднорідністю водної маси. Водоймами з уповільненим водообміном є також штучні водойми-водосховища.

Загальна площа, на якій розташовані озера оцінюється приблизно в 2 млн. км² із сумарним об'ємом понад $1,76 \cdot 10^{14}$ м³ прісної води. Близько половини озерних вод є солоними, причому переважна частина озерних солоних вод скупчена в найбільшому безстічному озері – Каспійському морі.

З прісноводних озер найбільшими за об'ємом є Байкал ($23 \cdot 10^{12}$ м³), Танганьїка ($18,9 \cdot 10^{12}$ м³), Верхнє ($16,6 \cdot 10^{12}$ м³).

Відмінність озера від річки полягає в тому, що головною рушійною силою річки є градієнт сили тяги, а в озерах – вітер.

Від моря озера відрізняються відсутністю постійного водообміну з океанами; у режимі озера істотний вплив мають форма і розміри угловини, а для моря цей фактор менш відчутний, крім того, режим озера тісно пов'язаний з географічними особливостями навколишнього середовища.

В Україні нараховується біля 20 тис. озер та лиманів із площею дзеркала 4 021.5 км², найбільше за площею дзеркала – прісне озеро Ялпуг (149 км²), солоне – оз. Сасик – 210 км² і Молочне – 170 км².

На земній поверхні найбільше озеро за площею – це солоне Каспійське море (374 тис. км²), із прісних озер – Верхнє (84 130 км²).

Озерні улоговини утворюються під впливом ендегенних та екзогенних процесів.

Унаслідок ендегенних процесів на Землі утворюються великі і глибокі западини. Озера, які виникли в цих западинах, є озерами *тектонічного* та *вулканічного походження*.

Тектонічні озера утворюються в улоговинах, які виникли під впливом тектонічних рухів земної кори (тріщини, скиди, грабени тощо). Вони великі за розмірами, глибокі, мають круті схили ложа (Байкал, Танганьїка, Севан, Каспійське море). Тектонічні озера в основному знаходяться в областях великих порушень земної кори (Великі озера в Північній Америці, Східно-Африканські озера тощо).

Вулканічні озера виникають у кратерах згаслих вулканів, серед лавових полів або в долинах річок, перегороджених лавою. Вони поширені в областях давньої або сучасної вулканічної діяльності (Камчатка, Японія, Сіцилія, Ісландія, Закавказзя).

Озера екзогенного походження менші за розмірами і глибиною, мають не такі круті схили ложа, як озера тектонічного походження і поділяються на *гідрогенні*, *гляціогенні*, *еолові*, *органогенні* й *антропогенні*.

Гідрогенні озера можна поділити на водноаккумулятивні та водноерозійні. Їхнє походження пов'язане з дією морських, річкових та підзем-

них вод. До цієї групи озер належать *озера-стариці*, які зустрічаються в долинах річок; *плесові озера*, котрі являють собою розрізнені плеса пересохлих річок; *дельтові озера*, що утворюються в дельтах великих річок; *лагуни* та *лимани* морських узбереж, які утворились переважно внаслідок відшнуровування від моря заток наносами (узбережжя Чорного, Білого, Балтійського морів).

Карстові й просадочні (суфозійні) озера утворюються під дією підземних вод. Карстові озера, зокрема, виникають у районах поширення вапняків, гіпсів, доломітів. Улоговини цих озер мають майже правильну овальну або круглу форму і досить значну глибину (озера Головного пасма Кримських гір, басейну р. Онеги та ін.). Вони виникають переважно внаслідок обвалів у місцях вилуговування порід поверхневими і підземними водами та виникнення карстових воронок, чашоподібних заглибин, полів.

Просадочні озера поширені в степових і лісостепових районах, де підземні води вимивають глинисті частки, котрі цементують гіпсові породи.

Значна кількість озер утворилась внаслідок дії льодовика. До цієї групи належать *льодовиково-ерозійні озера*, які виникли на кристалічних масивах Скандинавії, Канади або на схилах гір (карові озера) Альп, Кавказу, Паміру тощо, а також *льодовиково-аккумулятивні озера* (моренні), що утворилися внаслідок загачування водних потоків моренними відкладами (озера Прибалтики, північного заходу Росії, Полісся).

Еолові озера з'являються внаслідок дії вітру в міждюнних зниженнях або в угловинах видування (озера Прибалтики, Казахстану, Середньої Азії).

Органогенні озера утворюються на торфових болотах.

Озера антропогенного походження – це водосховища і ставки, штучно створені на річках, а також заповнені водою старі вироблені кар'єри, соляні шахти тощо. На відміну від природних озер, водосховища мають режим, проміжний між режимом озера та річкового потоку. В них досить чітко виражені односторонні течії, активний водообмін між окремими шарами води.

З часу виникнення озера між його водною масою, улоговиною, басейном і організмами, котрі його населяють, відбувається взаємодія у вигляді складних механічних, фізико-хімічних та біологічних процесів, які зумовлюють нормальний цикл розвитку озера. Зовнішній вигляд початкової улоговини змінюється: формується озерне ложе з характерними обрисами. Найбільшою мірою на улоговину впливає водна маса. Хвилі руйнують її береги. Продукти руйнування в значній кількості відкладаються тут же на місці й утворюють підводну берегову терасу. Дрібні фракції переносяться в глиб озера та осідають на дно. До механічного впливу водної маси додається її хімічний вплив і вивітрювання гірських порід. Річки, які впадають в озеро, приносять певну кількість наносів і теж деформують улоговину.

Одночасно з утворенням озера починається заселення його організмами. Відмираючи, ці організми осідають на дно. Відбувається поступове вирівнювання дна улоговини озера та його обміління. В міру обміління озера роль рослинності коло берега підвищується: вона ніби витискує воду і озеро наближається до припинення свого існування. Накопичення в озерах відкладів і заростання є нормальним процесом їхнього розвитку, який відбувається постійно.

Процеси розвитку озер у різних умовах водообміну та в різних кліматичних зонах можуть уповільнюватися або прискорюватися. За відсутності стоку з озера весь завислий матеріал органічного й неорганічного походження осідає на дно. В проточних озерах частина цих речовин виноситься за їхні межі, що сприяє меншому замуленню. При зниженні рівня води процес замулення і заростання озера посилюється.

7.2 Морфологія і морфометрія озер

Найбільш знижена частина озерної улоговини, яка заповнюється водою при максимальному підвищенні рівня, називається *озерним ложем*. Воно поділяється на дві основні області: *берегову* і *глибинну*. У першій області переважають процеси руйнування гірських порід, які складають улоговину, в другій – відкладаються продукти руйнування.

У *береговій області* виділяються три зони: *берег*, *узбережжя* й *берегова відмілина*.

Берег – це частина озерного схилу, який лежить навколо озера і не зазнає впливу хвиль.

Узбережжя – це *суха* частина, котра зазнає впливу хвиль; *заливна* частина, яка вкривається водою при високих рівнях, і *підводна* частина, яка завжди вкрита водою.

Берегова відмілина, що має вигляд берегової тераси, нахилена у бік озерної западини і виникає внаслідок розмиву й відкладання порід. *Узбережжя* та *берегову відмілину* часто об'єднують в одну зону – *літораль*.

Глибинна область, або *профундаль*, займає найглибшу частину дна, якої хвилювання не досягає.

Перехідну частину між літораллю і профундаллю називають *сублітораллю*.

Межі окремих частин озерного ложа виражені не завжди чітко, а між деякими з них вони іноді взагалі відсутні.

Водна маса озера, яка лежить над береговою відмілиною й узбережжям називається *прибережною*, а та, що лежить над профундаллю, називається *областю відкритої води* або *пелагіаллю*.

Озера відрізняються між собою за величиною та формою. Абсолютні й відносні величини, які характеризують форму і розміри озерної улоговини та кількість води, що її заповнює, називаються *морфометричними характеристиками озера*.

До них належать: довжина, ширина, глибина, площа озера, порізанисть берегової лінії, об'єм водної маси і форма озерної угловини.

Морфометричні характеристики визначаються за батиметричними або гіпсометричними картами.

Площа озера $F_{оз}$ (поверхня дзеркала води озера) характеризує площу водної поверхні (без островів) і визначається за картою планіметром або палеткою.

Довжина озера L – найкоротша відстань між двома найвіддаленішими точками його берегової лінії, заміряна по поверхні озера.

Ширина озера може бути найбільшою $V_{\max}$, вона визначається як найбільший поперечник (перпендикуляр) до лінії довжини озера, і середньою $V_{\text{сер}}$, яка дорівнює відношенню площі озера $F_{оз}$ до його довжини

$$V_{\text{сер}} = F_{оз} / L \quad (7.1)$$

Довжина берегової лінії L – довжина урізу води, вимірюється циркулем або курвіметром.

Ступінь порізаності берегової лінії k – відношення довжини берегової лінії – L , до довжини кола L_1 , з площею, яка дорівнює площі озера $F_{оз}$.

$$k = L/L_1, \text{ або } k = 1/2\pi\sqrt{F_{оз}}/\pi \quad (7.2)$$

Величина k не може бути меншою від одиниці.

Об'єм води в озері можна визначити за батиметричною картою як для всього озера, так і для окремих його частин, обмежених певними ізобатами або певними рівнями води.

Середня глибина озера $h_{\text{сер}}$ дорівнює відношенню об'єму озера до площі дзеркала:

$$h_{\text{сер}} = W / F_{оз}, (\text{м}) \quad (7.3)$$

Максимальна глибина вимірюється безпосередньо.

Зміна об'єму і площі озера залежить від зміни положення рівня води (глибини) в озері. При підвищенні рівня води відповідно збільшується площа озера та об'єм води в ньому і навпаки.

7.3 Водний баланс і рівневий режим озер

Об'єм води в будь-якому озері постійно змінюється: частина води витрачається з озера, частина надходить до нього. Рівновага, котра існує між зміною об'єму води в озері за якийсь час, і кількістю води, що надходить до озера і витрачається за той самий час, називається *водним балансом*. Від співвідношення між надходженням води та її витратанням за один і той же проміжок часу залежить величина водної маси водойми та її зміни в часі. Це зумовлює основні риси гідрологічного режиму озера.

За водним балансом озера поділяються на *безстічні* й *стічні*.

Безстічні озера – це озера, які не мають а ні поверхневого, а ні підземного стоку, а витрачають воду лише на випаровування.

Стічні озера – це такі озера, з поверхні яких вода витрачається на випаровування і на поверхневий та підземний стік. Серед стічних озер виділяються *проточні озера*, в яких стік становить значну частку водної маси. В цих озерах добре спостерігається течія, пов'язана з режимом річок, що впадають та витікають.

Окрему групу складають *озера з перемінним стоком*. Вони мають стік під час водопіль та паводків, а в межень належать до безстічних озер, бо водотоки, які витікають з них, пересихають.

Вода в озеро може надходити за рахунок атмосферних опадів на поверхню озера та притоку річкових і підземних вод з водозбору. Витрачання води відбувається внаслідок випаровування з поверхні озера, руслового й підземного стоку з озера. Величина окремих елементів водного балансу і співвідношення між ними залежать від кліматичних умов, характеру водообміну, розмірів улоговини озера та його водозбірної площі.

Основними джерелами живлення озер є атмосферні опади і притік річкових вод. Частка підземного притоку й конденсації водяної пари здебільшого незначна. Співвідношення між атмосферними опадами і надходженням річкових вод в озера посушливої зони та зони надмірного зволоження різні. В посушливих областях існування озер залежить від притоку води з водозбору. В той же час у зоні надмірного зволоження може існувати без притоку річкових вод в озеро, бо опади тут перевищують випаровування з водної поверхні.

Співвідношення між елементами видаткової частини водного балансу для озер різні і залежать від зони розташування. У зоні надмірного зволоження стік з озера в стічних озерах перевищує випаровування (Онезьке озеро). У безстічних озерах, котрі знаходяться в зоні недостатнього зволоження, втрата води з озера відбувається шляхом випаровування (Аральське море).

Втрати води з озера шляхом фільтрації незначні. Об'єм води в озері, а отже й рівень її змінюються залежно від співвідношення надходження і втрат води. Чим більша різниця між прибутковою і видатковою частинами водного балансу, тим швидше відбуваються коливання рівня і тим більшої амплітуди вони досягають. У стічних озерах амплітуда коливання рівня води менша, ніж у безстічних. У безстічних озерах збільшення чи зменшення різниці між надходженням і втратами води відбивається лише на зміні її рівня, а в стічних озерах – і на зміні стоку води поблизу витоку річки з озера.

Амплітуда коливання рівнів води протягом року в різних озерах неоднакова і змінюється від кількох сантиметрів до 2-3 м і більше. Крім кліматичних умов і характеру водообміну, на амплітуду коливань рівнів води значною мірою впливає морфометрія озера, а також співвідношення

між площею водозбору, і площею дзеркала озера. Зі збільшенням відношення площі водозбору до площі дзеркала озера збільшується середня річна амплітуда рівнів.

Багаторічна амплітуда коливання рівнів деяких озер значна, наприклад, для Ладозького озера вона становить – 2,9 м, Аральського – 3,2 м, Телецького – 4-5 м, Ільменю – 7,4 м.

7.4 Термічний режим озер

Температурний режим озерних вод залежить від співвідношення між прибутком і витратою тепла, а також від розподілу цього тепла в озерній воді, що залежить від географічного положення озера, пори року, динаміки (руху) озерних вод та інших причин. У водну масу тепло надходить та витрачається в основному через відкриту водну поверхню.

Основним джерелом тепла, яке надходить на водну поверхню озера в літній період, є сонячна радіація. Зміна кількості сонячної радіації протягом доби або протягом сезону визначає зміну температури води в озерах. Інші джерела тепла (конвекція, турбулентний теплообмін з атмосферою, дном та берегами, надходження тепла за рахунок притоку річкових вод) приносять в озеро незначну кількість теплової енергії.

Основними втратами тепла з озера є втрати на випаровування. Втрати на випромінювання та на турбулентний теплообмін невеликі.

Кількість поглиненої водою сонячної радіації плавно змінюється протягом року і має максимум у червні, а мінімум – у грудні. Максимум втрат тепла на випаровування припадає на осінні місяці, а мінімум – на весняні.

Взимку при наявності льодового покриву інтенсивність теплообміну між атмосферою і водною поверхнею різко зменшується.

Внаслідок коливання основних елементів теплового балансу запаси тепла в озерах періодично змінюються, тому вода в них нагрівається або охолоджується. Нагрівання води в озерах відбувається до кінця літа, а охолодження – від початку осені залежно від об'єму водної маси. В озерах, які замерзають, мінімальна температура за рік буває на початку зими під час утворення льоду.

У зв'язку з тим, що озерна вода має уповільнений рух, температура по всій товщі водної маси вирівнюється повільно, виникає шаруватість води з різними температурами. Якщо температура води зменшується від поверхні озера до дна, як це спостерігається влітку, то в озері встановлюється *пряма температурна стратифікація* (шаруватість). Якщо температура води з глибиною підвищується, то в озері встановлюється *обернена температурна стратифікація*, характерна для зимового періоду.

Навесні та восени вся товща води має однорідну температуру. Такий стан води в озері називається *гомотермією*.

Перерозподіл тепла в озері, нагрівання й охолодження всієї водної маси в ньому відбуваються під впливом перемішування (динамічного та

конвекційного), течій і хвилювання. Передача тепла шляхом теплопровідності також відбувається, але дуже повільно і обмежується лише верхнім шаром.

Конвекційне перемішування, або вертикальна циркуляція води, обумовлюється різницею густини води на різних глибинах. Воно можливе лише за певного поєднання температур у поверхневих і глибинних шарах. У прісних озерах глибинні шари внаслідок конвекції нагріваються лише тоді, коли початкова температура водойми нижча 4°C (температура найбільшої густини). За цих умов поверхневі шари, нагріваючись до 4°C , будучи густішими, опускаються вглиб, а на їхнє місце піднімаються холодніші частки води. Коли температура в усій товщі води досягне 4°C і буде далі нагріватися з поверхні, тепліша вода зосереджується у верхніх шарах, і конвекція в глибших шарах, які мають температуру 4°C , припиняється. Якби тепло в глиб водойми передавалося лише завдяки конвекції, то в глибинних шарах протягом року зберігалася б температура 4°C або близька до неї. Отже, конвекційна циркуляція сприяє перенесенню тепла в озері і вирівнюванню температур при несталій стратифікації.

Динамічне перемішування (хвилювання, вітрові течії) сприяє перенесенню тепла в глиб водойми і вирівнюванню температури за будь-якої стратифікації. Під впливом динамічного перемішування температура придонних шарів в озері може бути вище (влітку) і нижче (взимку) 4°C .

Найбільш інтенсивне перемішування відбувається під впливом вітру, який спричинює хвилювання і течії. В мілких озерах вітрове перемішування поширюється до дна, у глибоких – перемішуванню глибинних шарів допомагають компенсаційні течії, котрі виникають при згонах і нагонах.

Сезонний розподіл температури з глибиною. В озерах, які замерзають, розподіл температури з глибиною має певні особливості, пов'язані з сезонними коливаннями теплообміну в озері та перемішуванням води. Влітку, при температурі води вище 4°C , теплі шари її лежать на холодних, і температура води з глибиною поступово зменшується. Взимку, коли температура води в озері стає нижче 4°C , теплі шари її, що мають більшу густину, знаходяться коло дна, а холодні – біля поверхні.

За особливостями температурного режиму озер помірного поясу виділяються три основні періоди: *весняного й літнього нагрівання та осіннього охолодження*.

Період весняного нагрівання. Навесні перед скресанням з посиленням сонячної радіації поверхневі шари води під льодом нагріваються. Теплі частки води, як більш густі, опускаються трохи глибше, а на їхнє місце піднімаються холодні, менш густі. Виникає часткове конвекційне перемішування, котре згодом переходить у повне, і вся товща води в озері набуває такої температури, яку має вода в придонному шарі. Настає *період весняної гомотермії*, яка триває доти, поки вся маса води не прогріється до температури найбільшої густини (4°C).

Період літнього нагрівання. При подальшому нагріванні тепліші води зосереджуються в поверхневих шарах. Різниця температур з глибиною зростає (вода холодніша коло дна). Виникає *пряма стратифікація*. У верхньому прогрітому шарі встановлюється більш-менш однорідна температура, тимчасом як у глибинних шарах зберігаються холодні «весняні» води, які повільно змінюють температуру. Між теплим і холодним шарами води є проміжний тонкий шар, температура якого різко знижується з глибиною. Цей шар називається температурним стрибком або *металімніоном*. Шар, розташований вище від нього, називається *епілімніоном*, а нижче – *гіполімніоном*.

Глибина розташування шару температурного стрибка залежить від інтенсивності нагрівання й охолодження, дії вітру тощо. При різкій зміні температури можуть виникнути другий і третій шари температурного стрибка. З часом шар стрибка занурюється і восени зникає внаслідок плавного зниження температури з глибиною.

Період осіннього охолодження характеризується охолодженням води спочатку в поверхневому шарі, а потім по всій товщі до температури найбільшою густини (4 °C). Спочатку охолодження відбувається в умовах прямої стратифікації, а потім – при гомотермії, яка триває доти, поки температура води в озері не стане близькою до 4 °C. При подальшому охолодженні виникає обернена стратифікація, температура поверхневих шарів знижується до 0 °C і озеро вкривається льодом.

На початку цього періоду (до льодоставу) охолодження відбувається досить інтенсивно і в малих непроточних озерах температура придонних шарів швидко досягає 4 °C. Взимку, при оберненій стратифікації, також можливе утворення температурного стрибка, який розташовується біля поверхні, але виражений не так чітко, як влітку.

Термічна класифікація озер. Озера певної природної зони мають свої особливості температурного режиму. На основі термічної класифікації всі озера поділено на три групи.

Тропічні (теплі) озера, в яких температура води в поверхневому шарі завжди вища 4 °C. Річні амплітуди коливання температури незначні. Ці озера розташовані в тропічній та субтропічній зонах (озера Танганьїка, Вікторія, Женевське).

Помірні озера. В цих озерах поверхневі води можуть мати температуру і вищу, і нижчу 4 °C. Температура води в глибинних шарах близька до 4 °C. Характерна наявність весняної та осінньої гомотермії, прямої та оберненої стратифікації. Значні річні амплітуди коливання температури. До цього типу належать озера помірної зони Європи, Азії, Північної Америки. Такий температурний режим характерний і для озер України.

Полярні озера, в яких температура поверхневого шару ніколи не перевищує 4 °C. Для них характерний тривалий період оберненої стратифікації, значна тривалість льодового покриву. Річна амплітуда коливання температур незначна. До озер цієї групи належать озера Канади, півночі Сибіру тощо.

Замерзання озер. Восени при охолодженні поверхневих шарів води до 0°C в озерах утворюється лід. У тиху погоду малі озера за одну ніч можуть вкритися тонким шаром льоду, який переходить у сталий *льодостав*. За наявності вітру льодостав настає поступово. Спочатку біля берегів утворюються *забереги*, які наростають до відкритої частини озера. Одночасно у відкритій частині заявляється *сало*. Під час затишшя сало змерзається і озеро вкривається льодом. Отже, малі озера замерзають по всій поверхні майже одночасно, і період замерзання незначний.

На великих озерах процес замерзання досить тривалий – 30-45 днів. Спочатку виникають забереги, сало, шуга, навіть, донний лід. Донний лід виникає тоді, коли перемішування досягає дна озера (мілководдя, затоки тощо). Утворенню донного льоду сприяє наявність на дні озера крупних фракцій донних відкладів. На кам'янистому дні донний лід може утворювати суцільний покрив. Глибина, на якій зустрічається донний лід, залежить від місцевих умов і неоднакова для різних озер. На Байкалі такий лід трапляється на глибині до 3-5 м, а на Ладозькому озері – до 2 м.

Первинні льодові утворення змерзаються, і на озерах утворюється суцільний льодовий покрив з нерівною, торосистою поверхнею.

Малі мілкі озера можуть замерзнути протягом однієї доби, на середніх та великих мілководних озерах між появою перших льодових утворень і льодоставом може проминути від 3-5 до 15-20 діб.

На великих озерах півдня суцільний льодовий покрив буває рідко. Так, на оз. Севан він утворюється приблизно 8 разів за 100 років.

Наростання товщини льоду. Товщина льоду в озерах наростає внаслідок зміни співвідношення теплового балансу на межі вода – нижня поверхня льоду. В перші дні льодоставу лід тонкий, і втрати тепла перевищують надходження його з водної товщі. В цей період (2-3 декади) товщина льоду інтенсивно наростає (2-5 см за добу), а далі наростання уповільнюється або зовсім припиняється. За наявності снігу лід наростає повільніше, але разом з тим від снігу, який змерзається відбувається наростання льоду зверху. На озерах Росії товщина льоду досягає 50-70 см у помірних і 150-200 см – у суворих кліматичних умовах. На озерах України вона сягає 40-60 см (наприклад, оз. Світязь).

Скресання озер. Озера скресають під впливом надходження тепла з атмосфери, дії вітру та коливання рівнів води. При додатних температурах повітря на поверхні льоду починає танути сніг. Структура льоду змінюється, він стає пористим, крихким, легко ламається на окремі крижини, танення його прискорюється. Підняття рівня води за рахунок надходження талої води з басейну також спричиняє пришвидшення процесу руйнування льодового покриття.

На великих озерах процес скресання значно прискорюють вітри. Між скресанням та повним очищенням великих озер від льоду минає значний час, що залежить від метеорологічних умов даного року.

7.5 Гідробіологія озер

Умови існування водних організмів в озерах дуже різноманітні. Крім зональних особливостей, у кожному озері створюються специфічні умови, зумовлені розміром і формою озерних улоговин, характером дна, вітровою діяльністю, освітленістю, кількістю розчинених та завислих речовин тощо.

Водні організми пристосовуються, живуть, відмирають і цим самим значною мірою змінюють середовище в озері. Певним типам фізико-хімічних та гідрологічних умов, геологічної історії і стадії розвитку водойми, а також її географічному положенню відповідає певний комплекс рослинних і тваринних організмів.

У водоймах суші можна виділити два біотопи – *дно (бенталь)* і *водну товщу (пелагіаль)*. Специфічні умови для життя організмів створюються на межі поверхні води й атмосфери.

У складі водної біоти за пристосуванням до умов існування в певних біотопах розрізняють чотири основні екологічні групи: *нейстон*, *планктон*, *нектон* і *бентос*.

До *нейстону* належать організми, які знаходяться на межі атмосфери і води. Це мікроорганізми, які живуть в плівці поверхневого натягу, та організми, що частково виходять за межу поверхневої плівки в повітря і воду (подібно рясці). Нейстон має значний вплив на хід обміну газами між атмосферою і водою.

Планктон – це організми, які не здатні самотійно рухатися у водній товщі води (бактерії, водорості, мікроскопічно малі істоти). Вони пасивно пересуваються турбулентним потоком.

Нектон – це істоти, що населяють водну товщу і здатні самотійно рухатися. Представниками нектону є риби.

Бентос – це організми дна озера, яке пристосувалося до життя на дні або на незначній від дна глибині. Прикладом таких організмів є рослини прибережних заростей, молюски.

Представники всіх екологічних груп розміщуються у водній товщі залежно від вимог до освітлення, умов прогрівання, кисневого режиму тощо.

Специфічні умови існування утворюються в прибережній зоні (*літоралі*) і *глибоководній зоні (пелагіалі)*. Для *літоралі* характерне майже повне перемішування вод під впливом вітру й течій, що призводить до вирівнювання температур і вмісту кисню. В цій зоні достатнє освітлення. Внаслідок цього біота літоралі відрізняється від біоти пелагіалі значною різноманітністю. Для літоралі характерна наявність вищої водної рослинності (очерет, хвощ, осока та ін.). Від рослинності залежить і склад фауни.

В *пелагіалі* кількості світла замало для фотосинтезу. Донна рослинність у цій зоні відсутня. Основним джерелом живлення організмів є зоо- та фітопланктон. Хвилі не досягають цієї зони, дно вкрите в основ-

ному мулами, багатими на органічні рештки. За рахунок цих мулів розвиваються бактерії та грибки. Тваринний світ дна може бути рясним, але складатися з представників небагатьох видів (хробаків, невеличких молюсків тощо).

Розвиток бентосу залежить від забезпеченості киснем, а від розвитку бентосу і планктону залежить кількість представників нектону.

За умовами живлення водних організмів (трофічними умовами) озера поділяють на:

- *оліготрофні* – це глибокі озера, які бідні на рослинний планктон та поживні речовини, із незначною мінералізацією (окрім кальцію) і рівномірним розподілом кисню влітку та взимку;
- *евтрофні озера* – це водойми з великим вмістом поживних речовин; зазвичай неглибокі, добре прогріваються влітку, із великим вмістом органічних речовин та зі зменшенням кисню до дна;
- *мезотрофні* – це озера із середніми трофічними умовами.
- *дісттрофні озера* – це озера, які бідні на поживні речовини; поширені в сильно заболочених районах; мінералізація води незначна, вміст кисню знижений. Тому що витрачається на окислення органічних речовин;

Загальна кількість органічних речовин у живих організмах, яка припадає на одиницю поверхні дна або об'єму води в озері, виражена у вагових одиницях, називається *біомасою*. Збільшення біомаси пов'язане з ростом і розмноженням організмів, зменшення – з їх відмиранням.

Властивість водойми відтворювати органічну речовину у вигляді живих організмів називається *біологічною продуктивністю*.

Нагромадження органічної речовини зумовлює зміну кількості кисню, яка, у свою чергу, впливає на зміну складу та кількості флори і фауни.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: лімнологія, озеро, озерне ложе, берег, узбережжя, берегова відмілина, літораль, глибинна область, берегова область, профундаль, сублітораль, пелагіаль, морфометрична характеристика озер, водний баланс озера, стічні озера, безстічні озера, нейстон, біомаса, оліготрофні, евтрофні, мезотрофні, дісттрофні озера.

Питання для самоконтролю

1. Які природні водойми називають озерами?
2. Під впливом яких процесів утворюються озерні угловини?
3. Які типи озер утворюються внаслідок дії ендегенних процесів?
4. Які типи озер утворюються внаслідок дії екзогенних процесів?
5. Які зони виділяються в береговій області?
6. Які показники входять до морфометричної характеристики озера?

7. Що визначає водний баланс озера?
8. Чи є витрати води в безстічних озерах?
9. На які основні групи поділяються озера за термічною класифікацією?
10. Які основні екологічні групи біоти виділяються у водних екосистемах?

ЛЕКЦІЯ № 8. ВОДОСХОВИЩА Й ОСОБЛИВОСТІ ЇХ ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ

План

- 8.1. Загальна характеристика водосховищ та їх типи
 - 8.2. Гідрологічний режим водосховищ, термічний і льодовий режим водосховищ
 - 8.3. Вплив водосховищ на природне середовище
 - 8.4. Значення озер та водосховищ у народному господарстві
- Завдання на самопідготовку

8.1 Загальна характеристика водосховищ та їх типи

Водосховище – це штучна водойма, створена для накопичення, зберігання та подальшого використання води, регулювання стоку річки. Водосховища утворюються після перегороджування русла та заплави річки греблею. Вони поєднують у собі ознаки озера і річки. До озера їх наближує уповільнений водообмін і, як наслідок, термічне, хімічне й біологічне розшарування водної маси, а до річки – поступальний рух води. Останнє забезпечує більшу проточність вод у водосховищі, ніж в озері та інтенсивніший водообмін.

Залежно від природних умов і способу утворення водосховища поділяються на декілька типів.

Так, за морфологією ложа виділяються *долинні* й *улоговинні* водосховища.

До *долинних* відносять такі, в яких ложем є частина річкової долини. Головна відмінність їх полягає в наявності похилу дна і збільшенні глибин від верхньої частини водойми до греблі. Прикладом долинних водосховищ можуть бути дніпровські.

До *улоговинних* відносять підперті озера та водосховища, що розташовані в ізольованих западинах, у відгороджених від моря затоках, а також штучних кар'єрах.

Невеликі водосховища, площа яких не перевищує 1 км², називаються *ставками*.

За способом заповнення водою водосховища можуть бути *загатними* (коли водосховище заповнюється водою водотоку, на якому вони

розташовані) та *наливними* (коли вода в них подається з іншого водотоку чи водойми).

За місцем розташування водосховища бувають *гірські, передгірські, рівнинні та приморські*. Характерною особливістю їх є величина напіру, тобто перевищення рівня води у водосховищі над рівнем у річці. Напір може варіювати від 300 м (Нурецьке водосховище на р. Вахш) до 10 м і менше на рівнинних річках (Київське водосховище на Дніпрі). На приморських водосховищах напір не перевищує декількох метрів.

За місцем у річковому басейні водосховища поділяють на *верхові та низові*. Кілька водосховищ на річці утворюють каскад.

За ступенем регулювання річкового стоку водосховища можуть бути *багаторічного, сезонного, тижневого та добового* регулювання.

Основними морфометричними характеристиками водосховищ є *площа їхньої поверхні та об'єм*. Форма водосховища залежить значною мірою від його типу. Так, улоговинні водосховища мають здебільшого округлу форму, долинні – витягнену.

Кожне водосховище розраховується на накопичення певного об'єму води в період заповнення. Накопичення необхідного об'єму води супроводжується підвищенням рівня води до деякої (оптимальної) величини. Такий рівень, як правило, спостерігається наприкінці заповнення і має назву – *нормального підпертого рівня (НПР)*.

Під час водопілля та високих паводків може спостерігатися перевищення НПР на деяку величину, як правило, до 1 м. Такий рівень називається *форсованим підпертим рівнем (ФПР)*. Для водосховища встановлюється і такий рівень, нижче якого опорожнення вже не відбувається. Це – *рівень мертвого об'єму (РМО)*.

Об'єм водосховища, що знаходиться нижче РМО, називається *мертвим об'ємом (МО)*. Найбільш корисним з точки зору регулювання і використання стоку є об'єм водосховища, що знаходиться між НПР і РМО. Цей об'єм отримав назву *корисного об'єму водосховища (КО)*. Сума корисного та мертвого об'ємів водосховища дає *повний об'єм* або *ємність водосховища*. Об'єм води, що розташований між НПР та ФПР, називається *резервним об'ємом*.

У межах водосховища виділяють кілька зон. Безпосередньо до греблі підходить *глибоководна (нижня) зона*. Далі йде *проміжна (середня) зона*, або зона середніх глибин, котра залежно від рівня води може бути глибоководною (при НПР) або мілководною. *Верхня (мілководна) зона* займає значну частину рівнинних водосховищ. У місці впадання річки знаходиться *зона змінного підпору*.

8.2 Гідрологічний, термічний і льодовий режим водосховищ

Найхарактернішим показником, що визначає гідрологічний режим водосховища, є його водний баланс. Рівняння водного балансу має таку ж

структуру, як і для озера, але лише з тією різницею, що в прибутковій частині провідну роль відіграє притік річкових вод, а у видатковій – стік води.

На опади припадає лише 2-3 % прибуткової частини, на випаровування – не більше 10 % видаткової (хоча на півдні останній показник може збільшуватися).

Водосховища відрізняються від озер ще й тим, що в них спостерігається більш інтенсивний водообмін завдяки більшій проточності. Проточність водосховища в загальному випадку тим більша, чим більший його корисний об'єм.

Залежно від зміни кількісних характеристик складових частин водного балансу відбуваються й коливання рівнів води у водосховищах. У період зимової межени водосховище, як правило, спорожнюється, що спричинює пониження рівнів води. Цей процес продовжується до початку водопілля; в цей час і спостерігаються найнижчі рівні води за весь рік. З настанням водопілля починається накопичення води, тобто йде заповнення водосховища. Найвищі рівні води бувають під час (або трохи пізніше) (максимальних витрат води в річці. Після цього й аж до наступного паводку чи водопілля водосховище поступово спорожнюється.

Здебільшого на рівнинних водосховищах режим протікання води мало відрізняється від озерного. Найбільші швидкості течії спостерігаються, як правило, над затопленими річковими руслами, а в прибережних смугах і затоках рух води практично відсутній.

Велику роль у гідрологічному режимі водосховищ відіграє хвилювання, з яким пов'язане й руйнування його берегів.

На водосховищах, як і на озерах, характерні згінно-нагінні коливання рівня.

Течії у водосховищах мають багато загального з течіями озер і відрізняються більш складною просторовою структурою та нестаціонарним характером.

Хвилювання на водосховищах залежить від їх розміру. Зазвичай воно слабкіше, ніж на озерах, але сильніше ніж на річках. Висота хвилі може досягати 2-3 м.

Водосховища, як і озера, є акумуляторами наносів.

Відкладення у чаші водосховищ дрібних (завислих) наносів називають *замуленням*, крупних – *занесенням*. Завдяки замуленню формується товща донних відкладів водосховища.

Береги водосховищ за своєю еволюцією поділяють на три групи: *абразивні*, які зазнають постійного руйнування; *стабільні*, які не руйнуються; та *аккумулятивні*, які нарощуються за рахунок перевідкладення наносів. На рівнинних річках (Волга, Дніпро, Дон) абразивними є 40-50 % берегів, стабільними – 40-50 % і аккумулятивними – 5-15 %. Такий розподіл можна пояснити тим, що більшість водосховищ на цих річках достатньо «молоді» і їхня берегова зона зараз активно формується.

Від географічного положення, типів водосховищ та еволюційних процесів у них залежить їхній гідробіологічний режим. Чим менший коефіцієнт водообміну водосховища, тобто чим повільніше буде проходити зміна водних мас, тим чіткіше буде виражена трансформація річкового гідробіологічного та гідрохімічного режимів у режим, характерний для озер. Після спорудження водосховища річкові організми поступово замінюються на озерні. В теплий період року можливе "цвітіння" води. Це явище характерне, наприклад, для водосховищ Дніпровського каскаду.

У перші роки експлуатації водосховищ на їхній гідрохімічний і гідробіологічний режими суттєво впливає затоплений рослинний та ґрунтовий покрив. Розпад решток затопленої рослинності може негативно позначитись на якості води, оскільки внаслідок цього процесу зменшується вміст кисню у воді, що обумовлює задухи риби та інших організмів.

Термічний режим водосховищ відрізняється від термічного режиму річок неоднорідністю розподілу температури води за довжиною, шириною й глибиною, а в глибоких та великих водосховищах відрізняється нестабільним характером.

Інтенсивне прогрівання водосховища відбувається спочатку поблизу гирла приток. В районах мілководдя. В цей період температура може спостерігатися одночасно від 0 °С до 10 °С (у різних місцях водосховища) і мати зворотну, пряму стратифікацію і гомотермію. В період осіннього охолодження характерна гомо термія майже до появи криги, коли температура приблизно 0 °С по усій глибині, що пов'язано з вітровим перемішуванням водної маси мілководного водосховища.

Льодовий період на водосховищах, як і в озерах, більш триваліший ніж на річках. Товщина льоду на водосховищах також більша ніж на річках.

8.3 Вплив водосховищ на природне середовище

Штучні водойми створювалися людиною здавна, але прискорений темп їх будівництва припадає на середину минулого століття. Так, до 1950 р. на річках України, наприклад, загальна площа штучних водойм не перевищувала 100 000 га, а повний об'єм їх становив 1,4 км³, а нині водосховища та стави займають 11 782 км² і вміщують 58,2 км³ води, тобто у водосховищах накопичений об'єм води, який перевищує середньорічний стік Дніпра і в цілому водні ресурси України, що формуються на її території в середні за водністю роки.

Водосховища в більшості випадків використовуються комплексно. Вони дають можливість вирішувати питання гідроенергетики, водного транспорту, зрошення, обводнення, осушення, водопостачання, рибного господарства, каналізації, благоустрою.

Разом з тим водосховища змінюють оточуюче природне середовище. Так, спорудження водосховищ призвело до збільшення об'єму зарегульованих вод суші майже на 6000 км³ й уповільнення водообміну приблизно в 5 разів. Щодо Дніпра, то його водообмін уповільнився в 7-11 разів.

Спорудження гребель водосховищ веде до зменшення стоку води в річках. Разом з тим штучні водойми змінюють внутрішньорічний розподіл стоку, збільшуючи при цьому його меженну складову.

У результаті спорудження гребель водосховищ та акумуляції в них наносів суттєво зменшується також і стік наносів річок. Так, наприклад, каскад водосховищ на Міссісіпі зменшив у середньому стік завислих наносів із 450 до 295 млн. т, тобто більше як на третину.

Водосховища можуть змінювати й термічний режим річок, спричинювати затоплення і підтоплення земель та "цвітіння" води, погіршувати умови проходу на нарест риби, тощо.

8.4 Значення озер та водосховищ у народному господарстві

Озера та водосховища мають велике господарське значення. Види їх використання різноманітні. Так, великі озера (Байкал, Каспійське море, Ладозьке, Онезьке в Євразії, група Великих північноамериканських озер та ін.) використовуються для судноплавства і риболовства. Господарські цінними є озерні відклади, особливо органогенні й хімічні. Зокрема з відкладів сапропелевої групи (бітумінозних сланцевих глин і вапняків, нафтомістких сланців) при відповідній обробці можна одержувати бензин, газ, мастильні масла, а з відкладів діатомітів – будівельний матеріал. Деякі види сапропелю використовуються як корм для худоби.

До хімічних відкладів озер відносяться різні мінеральні солі та хімічні елементи (кухонна сіль, мірабіліт, сода, калій, натрій, бром тощо), які використовуються як цінна сировина для хімічної, фармацевтичної, електromеталургійної промисловості, а також як добрива. Наприклад, кухонну сіль одержують із відкладів озер Ельтон і Баскунчак, глауберову – із солоного озера Кара-Богаз-Гол.

Залізисті відклади, які концентруються переважно в озерах Кольського півострова, Карелії та Норвегії і утворюють озерні залізні руди, використовуються для виплавки металу.

Мули мінеральних озер мають високі лікувальні якості і широко використовуються в бальнеологічних закладах, зокрема в Євпаторії, на Кавказьких Мінеральних водах, у Старій Русі, Естонії тощо. Води озер використовуються для водопостачання і зрошення, а також для одержання електроенергії (наприклад, оз. Севан).

Озера широко використовуються в рекреаційних цілях (для відпочинку, туризму). Дуже велике значення для народного господарства мають водосховища і стави, котрі саме й створюються з метою комплексного використання водних ресурсів річок, тобто для одночасного вирішення кількох народногосподарських завдань. Класичним прикладом регулювання стоку річки водосховищами з метою комплексного його використання може слугувати Дніпро.

Дніпровські гідровузли і водосховища біля них дозволяють вирішувати питання гідроенергетики, водного транспорту, зрошення, обвод-

нення, осушення, водопостачання, рибного господарства, боротьби з повеннями, відпочинку тощо. Так, на дніпровських електростанціях у середній за водністю рік виробляється біля 10 млрд кВт/год. електроенергії. Оскільки енергетичний потенціал Дніпра майже вичерпаний, в умовах дефіциту паливно-енергетичних ресурсів сьогодення вивчають можливість створення водосховищ на середніх та малих річках і використання їхніх енергоресурсів.

Завдяки водосховищам дніпровською водою зрошується понад 1,3 млн га земель. Для порівняння відзначимо, що без цих водосховищ можна було б зрошувати не більше 0,1-0,12 млн га.

Значна кількість води забирається з водосховищ для водопостачання населених пунктів і промислових підприємств, які розташовані не тільки вздовж Дніпра, а й на значній відстані від нього (Криворіжжя, Донбас, Крим, Харківщина). Всього на різні потреби безповоротно забирається біля 10 км³ води щорічно.

Зі створенням водосховищ значно поліпшилися умови судноплавства на Дніпрі, оскільки суттєво збільшились судноплавні глибини (до 3,65 м).

Важливе значення мають водосховища для розвитку рибного господарства; в них є умови для застосування прогресивних технологій риборозведення з направленим формуванням промислових риб (лящ, судак, сазан) та акліматизації нових видів (товстолобик, білий амур). У водосховищах Дніпра, наприклад, нині щорічно виловлюється близько 18 000 т риби, а до створення їх виловлювали лише 5 000 т.

Зарегульованість стоку Дніпра дала можливість вирішити проблему боротьби із затопленням значних площ під час високих весняних водопіль, що раніше завдавало значної шкоди народному господарству.

Водосховища на Дніпрі сприяють організації масового відпочинку населення.

Проте не можна не відзначити, що створення водосховищ має й негативні наслідки. Так, у Подніпров'ї було затоплено і відведено під інженерні споруди близько 718 000 га земель, з них 242 000 га сільськогосподарських угідь. У водосховищах має місце "цвітіння" води, від чого погіршується її якість у зоні водосховищ, підтоплюються землі (близько 30 000 га), відбувається хвильова переробка (руйнування) берегів, в донних осадах накопичуються забруднюючі та радіоактивні речовини, різко зменшується кількість прохідних і напівпровідних риб (лососеві, осетрові), а в деяких випадках вони взагалі зникають.

Дуже різноманітне використання малих водосховищ — *ставків*, яких лише в Україні налічується понад 23 000. Це й водопостачання, зрошення риборозведення, вирощування водоплавної птиці, водопій худоби, місця відпочинку населення, запаси води на випадок пожеж тощо.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: водосховище, ставок, нормальний підпертий рівень, форсований підпертий рівень, мертвий об'єм, корисний об'єм водосховища, ємкість водосховища.

Питання для самоконтролю

1. На які типи поділяються водосховища залежно від природних умов і способу утворення?
2. Якими є основні морфометричні характеристики водосховищ?
3. В який період на водосховищі спостерігається нормальний підпертий рівень і форсований підпертий рівень?
4. Який об'єм водосховища є найбільш корисним з точки зору регулювання і використання стоку?
5. Охарактеризуйте гідрологічний режим водосховищ.
6. Які групи берегів виділяються у водосховищах?
7. Охарактеризуйте термічний і льодовий режим водосховищ.
8. Яким є вплив водосховищ на природне середовище і річковий стік?
9. Яким є значення озер та водосховищ у народному господарстві?

ЛЕКЦІЯ № 9. ПОХОДЖЕННЯ, РОЗВИТОК, ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ БОЛІТ

План

- 9.1 Походження боліт
- 9.2 Поширення боліт на земній кулі
- 9.3 Типи боліт, їхня будова, морфологія та гідрографія
- 9.4 Живлення та водний баланс боліт. Рух води в болотах
- 9.5 Термічний режим боліт
- 9.6 Вплив боліт на стік річок
- 9.7 Вивчення та практичне значення боліт

Завдання на самопідготовку

9.1 Походження боліт

Одним із водних об'єктів суші є болота. *Болотом* називається природне утворення, яке постійно перебуває в стані застійного або слабопроточного зволоження і в якому відбувається накопичення органічної речовини у вигляді торфу. До цієї ж категорії природних утворень відносяться й заболочені землі.

Походження боліт пов'язане з *заростанням водойм* (озер, водосховищ, ставків) або з *заболочуванням суші* (головний вид утворення боліт).

Виникнення боліт шляхом заболочування суші обумовлене співвідношенням на її території складових водного балансу (опадів, випаровування, стік) та сприятливою геоморфологічною будовою місцевості (западини, низини), які створюють умови для застійного або слабопроточного водного режиму й акумуляції на поверхні суші надмірної вологи. Заболочування ділянок суші відбувається під впливом певних гідрологічних факторів (наприклад, наявність водонепроникних порід і вклинювання підземних вод).

Виділяють два основних види заболочування суші: *затоплення* і *підтоплення* території.

Затоплення пов'язане з переважанням атмосферних опадів над випаровуванням за відсутності дренажу, або з незначним поверхневим стоком в умовах зниженого рельєфу місцевості.

Підтоплення території пов'язане з підвищенням рівня ґрунтових вод (після спорудження, наприклад, гребель на річках або внаслідок надмірного зрошення значних територій).

Утворення боліт супроводжується накопиченням органічного матеріалу на поверхні ґрунту. Надлишок вологи в ґрунті спричинює погіршення кисневого і мінерального живлення рослин, внаслідок чого порушуються процеси розкладання відмерлих органічних решток рослин, відбувається виділення гумінових кислот і консервація органічного матеріалу. Останній ущільнюється, деформується і поступово перетворюється в органічну породу – *торф*, який характеризується значною водопроникністю і вмістом води (88-97% за об'ємом).

Болото можна ототожнити з торфовищем, котре має шар торфу не менше 30 см і вкрите специфічною рослинністю. Надмірно зволожені ділянки земної поверхні з шаром торфу завтовшки менше 30 см називають *заболоченими землями*.

Процеси утворення боліт характерні для умов холодного та теплого клімату на рівнинах і гірських схилах, але інтенсивність їх у різних кліматичних й орографічних умовах залежить від двох основних чинників: *зволоженості території* та *кількості тепла*.

9.2 Поширення боліт на земній кулі

Болота поширені на земній кулі в різних кліматичних зонах на більшості континентів.

У *зоні надмірного зволоження*, де кількість атмосферних опадів перевищує випаровування, болота можуть виникати на будь-яких елементах та формах рельєфу: вододілах, схилах і терасах річкових долин, у заплавах річок. Утворення боліт на підвищеннях та западинах у зоні надмірного зволоження є їхньою зональною ознакою. Найбільш поширені такі болота в Західному Сибіру (РФ) та Поліссі.

За типами рослинного покриву, особливостями болотних утворень і товщиною торфу в зоні надмірного зволоження виділяються три основні болотні зони: *арктичних мінеральних осокових боліт, горбистих боліт, опуклих оліготрофних боліт*.

Перехідна зона нестійкого зволоження (зона Лісостепу) відповідає болотній зоні *євтрофних і оліготрофних боліт*. Найбільша кількість боліт приурочена до від'ємних форм рельєфу – ярів, балок, западин.

У зоні *недостатнього зволоження* (зона Степу) розташована зона *євтрофних гіпново-осокових та осокових боліт і зона засолених очеретяних боліт*. Зустрічаються вони в заплавах річок і на заростаючих водоймах. У місцях, де виходять на поверхню підземні води, болота можна зустріти в будь-якій географічній зоні, а також у горах і на гірських схилах.

Болото може з'явитись у найрізноманітніших умовах. Часто воно утворюється в *ялинковому лісі*, де внаслідок вилюговування ґрунтів з'являється мохова рослинність, яка спричиняє відмирання лісу і розвиток типової болотної рослинності. Заболочування території може відбуватися на *лісових вирубках і лісових згарищах*. На цих площах рослинний покрив утворює щільну дернину, яка погіршує умови *інфільтрації*. Виникає надлишок вологи, яка сприяє появі вологолюбної рослинності. Болото може також утворитися на місці *луків*. Унаслідок збільшення вологості ґрунту лучна рослинність замінюється осоками і мохом; починається процес торфоутворення і, як наслідок, виникає *трав'яне болото*.

Таким чином, орографічні особливості місцевості впливають на процеси болотоутворення як через кліматичні відмінності, так і безпосередньо через форми рельєфу, що, в свою чергу, створює різні джерела водного живлення боліт.

Болота поширені на земній кулі повсюдно. Загальна площа торфових боліт становить приблизно 2,7 млн км², або біля 2 % площі суші, в них зосереджено біля 11,5 тис. км³ води, або 0,03 % прісних вод гідросфери. Площа ж боліт усіх типів на земній кулі біля 3,5 млн км². Найбільше боліт на території Росії, де болота різних типів займають приблизно 9 % її площі. Найбільш заболочені північно-західна частина Росії, де болота займають в середньому 40 % площі, та північна частина Західного Сибіру, де на них припадає до 50-70 %.

В Україні болота найбільш поширені в Поліссі, в заплавах Дніпра і Прип'яті.

По окремих географічних зонах болота розподілені таким чином: у зонах тундри й лісотундри вони займають близько 70 %, у зоні лісів – до 30 %, у зоні мішаних лісів – 10 %, у лісостеповій – 4 %, а в степовій – лише 2 % території.

Отже, в окремих місцевостях болота відіграють значну роль у формуванні ландшафтів з певною формою поверхні, складом рослинності, внутрішньоболотною гідрографічною сіткою.

9.3 Типи боліт, їхня будова, морфологія та гідрографія

Болота прийнято ділити на дві великі групи – *заболочені землі* (із незначним шаром торфу) і *торфові болота*.

До заболочених земель відносяться такі типи боліт: *торфові болота арктичної тундри, очеретяні та осокові болота лісостепу, засолені болота напівпустелі та пустелі (солончаки), заболочені тропічні ліси* тощо.

За характером водно-мінерального живлення, формою поверхні і складом рослинності торфові болота поділяються, у свою чергу, на три типи: *низинні, перехідні і верхові*.

Низинні болота розповсюджені у знижених формах рельєфу, на місцях колишніх озер або в заплавах річок. Поверхня цих боліт ввігнута або плоска, що обумовлює застійний характер водного режиму. Живляться болота за рахунок атмосферних опадів, стоку поверхневих вод з оточуючої території, річкових вод під час водопілля і паводків, ґрунтових вод. Важливою гідрологічною особливістю низинних боліт є надходження в них зі стоком поверхневих і ґрунтових вод мінеральних біогенних речовин, завдяки чому створюються сприятливі умови для розвитку *євтрофної рослинності* (чорна вільха, береза, зелений мох, осока, очерет, хвощ тощо). Торф низинних боліт багатий на мінеральні солі (його зольність – 6-7%), що дає можливість використовувати його як добриво. В Україні низинні болота знаходяться в Поліссі, в заплавах і дельтах великих річок. Останнім часом низинні болота почали утворюватися в зонах підтоплення водосховищ.

Верхові болота зустрічаються лише у вологому кліматі і розташовуються на плоских вододілах. Їхня поверхня опукла або плоска, тому живляться такі болота лише за рахунок атмосферних опадів. Верхові болота бідні на мінеральні біогенні речовини, тому до них приурочена невибаглива до умов життя *оліготрофна рослинність* (сфагновий білий мох, пухівка, журавлина тощо). Торф накопичується в центральній частині болота швидше, ніж на краях, тому болота мають переважно опуклу форму. Торф верхових боліт бідний на мінеральні солі (його зольність менше 4 %), використовується він як паливо та в хімічній промисловості.

Перехідні болота за характером рослинності і ступенем мінералізації вод, які їх живлять, є проміжними між низинними і верховими. Поверхня їх слабоопукла або плоска, мінеральне живлення помірне, яке відповідає вимогам *мезотрофних рослин* (береза, осоки, сфагнові білі мохи).

Для кожного з трьох типів боліт характерне певне сполучення видів рослинності (біоценозів), з геоморфологічними особливостями окремих частин боліт, відповідно до чого створюються специфічні болотні мікроландшафти.

Стадії розвитку боліт найкраще простежити на прикладі водойми, яка після заростання перетворюється на болото.

Спочатку утворюється низинне болото, багате на мінеральні солі, що сприяє розвитку рослинності. В міру відмирання рослин поверхня болота підвищується, доступ вод, багатих на мінеральні солі, скорочується, і попередня рослинність замінюється на менш вибагливу до умов живлення. З'являється сфагновий мох, характерний для верхового болота, який живиться атмосферними опадами, бідними на мінеральні солі.

З морфологічного боку болота характеризуються формою поверхні, розмірами масивів, похилами поверхні і потужністю торфового шару. Поверхня болота може бути плоскою, ввігнутою або опуклою.

Характерними елементами мікрорельєфу поверхні болота є *пасма* і *мочарі*, *купини* і *між купинні зниження*, *горби*.

Пасма – це окремі витягнуті в довжину підвищені ділянки болота, відокремлені одна від одної такими ж витягнутими в довжину значно обводненими зниженнями (*мочарами*). Пасма та мочарі бувають витягнуті вздовж горизонталей, розташовані концентрично навколо найвищих відміток болота і перпендикулярно до максимального похилу поверхні болота. Пасма та мочарі змінюються через кожні 4-6 м, іноді через 3-4 м. Пасма та мочарі з'являються на болотних масивах у кінцевій стадії їхнього розвитку і є наслідком підвищення рівня води у болоті. На їхній поверхні розвинена різна болотна рослинність. Таким чином, вони являють єдиний комплекс у мікрорельєфі болотних масивів.

Утворення *купин* і *міжкупинних знижень* пов'язане з нерівномірною густотою рослинного покриву і накопиченням торфу

Горби спостерігаються на болотах лісотундри. Утворення їх пов'язане з морозним випиранням. Складені вони з торфу, під яким знаходиться вічна мерзлота. Висота горбів досягає декількох метрів.

Для болотних масивів характерна наявність *внутрішньоболотних водних об'єктів* (струмків, річок, озер, мікроозер і трясовин), поєднання яких утворює *внутрішньоболотну гідрографічну сітку*.

До болотних водотоків відносяться *струмки* та *річки*. Вони утворилися або до заболочування території, або є вторинними водотоками, котрі сформувалися в процесі болотоутворення. Всі водотоки покращують дренаж боліт. Струмки та річки витікають з болотних озер або трясовин. Швидкість течії у вторинних водотоків незначна, а витрати води малі. Глибина їх не перевищує 1,5-2,0 м, ширина русла – не більше 10 м.

До болотних водойм відносяться *озера* й *мікроозера*. Болотні озера – це відносно значні за площею та об'ємом води утворення. Площа їх може перевищувати 10 км², а глибини досягати 10 м і більше. Поверхня озер чиста або вкрита *сплавинами*. Мікроозера – це водойми менших розмірів, які зустрічаються великими групами серед заболоченої території. Вони розташовані на схилах болотних масивів, а також у пониженнях рельєфу.

Водойми боліт за своїм походженням бувають *первинними* та *вторинними*. Перші існували ще до початку утворення болота, інші виникли в процесі заболочування суші та еволюції болота.

Своєрідними водними об'єктами боліт є *трясовини* – перезволожені ділянки болотних масивів, що характеризуються розрідженою торфОВОЮ масою, слабкою дерниною рослинного покриву та високим рівнем води, яка періодично або постійно знаходиться на поверхні. Трясовини розташовуються на плоских ділянках у центральній частині або на схилах болотних масивів. Серед трясовини спостерігаються ділянки відкритої води. Трясовини бувають *застійними*, з *фільтраційним рухом води* та *проточні*.

9.4 Живлення та водний баланс боліт. Рух води в болотах

Болота живляться атмосферними опадами у вигляді дощу або поверхневими та ґрунтовими водами, а також водами річок і озер. Залежно від кліматичних факторів, рельєфу території, типу болота, форми його поверхні переважає той або інший вид живлення.

Атмосферні опади випадають безпосередньо на поверхню болота, тому верхові болота живляться в основному за їхній рахунок. *Поверхневі води*, які стікають з підвищених ділянок, живлять низинні та перехідні болота. *Ґрунтові води* відіграють велику роль у живленні торф'яних відкладів і є основним джерелом живлення боліт усіх типів. *Річкові та озерні води* надходять на болота в період стояння високих вод. Цими водами живляться заплавні та притерасні болотні масиви.

Атмосферні, поверхневі й ґрунтові води є складовими прибуткової частини водного балансу боліт. У видатковій частині його значна доля припадає на сумарне випаровування, менша – на стік з боліт.

Охарактеризувати співвідношення елементів водного балансу верхових боліт можна такими показниками. Живлення боліт в основному складається з атмосферних опадів (100 %). У теплу пору року (травень – жовтень) у видатковій частині водного балансу на стік припадає біля 20 %, а на випаровування – біля 80 %. Більша частина вологи випаровується в травні – липні, коли опадів мало, тому зменшується запас вологи в болоті і стік з боліт у цей час становить біля 5 % величини випаровування. Стік з боліт переважає (близько 75 % річної суми) в зимово-весняний період. Запаси вологи в болотах поповнюються восени до замерзання боліт.

Сумарне випаровування та режим його з різних типів боліт залежить від транспіруючої здатності мохової, трав'яної і деревної рослинності, висоти стояння рівня води відносно поверхні болота та кліматичних особливостей місцевості.

Рівняння водного балансу болота має такий вигляд:

$$x + y_n + W_1 = Z + y_n' + W_2 \pm \Delta u \quad (9.1)$$

де x – атмосферні опади;

u_n – притік поверхневих вод,

W_1 – притік підземних вод;

Z – випаровування;

u_n – відтік поверхневих вод;

W_2 – підземний відтік;

$\pm \Delta u$ – накопичення вологи або її витрачання за інтервал часу Δt .

Для різних типів боліт кількість членів рівняння водного балансу може змінюватись. Наприклад, для верхових боліт члени рівняння u_n , u_n' , W_1 , W_2 дорівнюють нулю, оскільки болото живиться атмосферними опадами.

Співвідношення складових водного балансу боліт змінюється в часі. Зміна умов живлення боліт призводить до коливання рівня ґрунтових вод, який заходиться біля поверхні болота і реагує на зміну складових водного балансу, що визначає водний режим боліт.

Рух води в болотах відбувається залежно від стану, в якому вона знаходиться. Переважна частина води перебуває у зв'язаному стані у вигляді *внутрішньоклітинної, адсорбованої, хімічно зв'язаної та капілярної вологи*. Вільна вода знаходиться у великих капілярах, порах торфу, а також у руслах болотних струмків, озерцях, трясовинах.

Рух вільної води здійснюється або шляхом фільтрації в рослинному очосі і торфовій масі, або шляхом вільних потоків по поверхні болота. За водопровідністю болотний масив являє собою дуже неоднорідну масу. Верхній його шар, складений живим рослинним покривом і моховим очосом, має набагато вищу водопровідність, ніж основна торфова маса, особливо її нижні шари.

За своїми фізичними властивостями (водопроникність, фільтрація тощо), гідрологічними, гідрохімічними та біохімічними процесами верхній шар болотних масивів істотно відрізняється від усього торф'яного відкладу. Це дає можливість виділити в болотному масиві два основних горизонти (шари): верхній – *активний* та нижній – *інертний*.

Активний горизонт болота характеризується інтенсивним вологообміном з атмосферою та оточуючими болото територіями; періодичними коливаннями в його межах рівнів ґрунтових (болотних) вод і змінним вмістом вологи; високою водопроникністю та водовіддачею і швидкою зміною (зменшенням) їх з глибиною; періодичним доступом повітря в пори, які звільнились від води при зниженні рівня ґрунтових вод; великою кількістю аеробних бактерій та мікроорганізмів, котрі сприяють процесам торфоутворення; наявністю рослинного покриву, що складає верхній шар активного горизонту.

На відміну від активного горизонту, *інертний горизонт* характеризується постійною кількістю води протягом року; повільним вологообміном з підстелаючою поверхнею, яка складена торф'яними відкладами; низькою водопроникністю торфу; відсутністю доступу повітря в пори торфу; відсутністю аеробних бактерій і загальним зменшенням кількості мікроорганізмів.

Межею між діяльним та інертним горизонтами є середнє положення мінімального рівня ґрунтових вод у болоті.

Швидкість руху води у торфовій масі залежить від її водопровідності, показником чого є коефіцієнт фільтрації, який, у свою чергу, залежить від ступеня розкладання торфу. Швидкість фільтрації у верхніх шарах болота може досягати кількох десятків і навіть сотень метрів за добу, тимчасом як в інертному шарі вона становить максимум 6 м за рік. Отже, швидкість стікання води з болотних масивів шляхом фільтрації визначається в основному водопрopusкною здатністю верхнього шару.

Внаслідок значних величин коефіцієнта фільтрації в діяльному горизонті, дощові води, які випадають на болото, не затримуються на його поверхні, а швидко просочуються до рівня ґрунтових вод. Тому вода по поверхні болота, як правило, не стікає. Мала водопроникність торфу, котра зумовлює повільний рух в ньому води, призводить до того, що деякі типи боліт поглинають воду і витрачають її значною мірою на випаровування, віддаючи на живлення річок незначну частину.

Висота рівня ґрунтових вод та його коливання залежать від типу болотних мікроландшафтів і рельєфу поверхні болота. Найнижчий рівень ґрунтових вод у лісових болотних мікроландшафтах. Середній рівень ґрунтових вод у знижених елементах рельєфу на 30-40 см нижче поверхні болота. Зі зменшенням висоти та густоти дерев середній рівень ґрунтових вод підвищується, а амплітуда коливань зменшується. На мохових болотах (без деревної рослинності) рівень ґрунтових вод найвищий, а амплітуда коливань протягом року найменша.

9.5 Термічний режим боліт

Термічний режим боліт визначається не тільки кліматичними факторами, але й залежить від водно-теплових властивостей торфу та його верхнього діяльного шару. Торф у природному стані складається з органічного скелета з незначним вмістом мінеральних речовин, води та повітря, тому особливо важливу роль відіграють теплоємність і теплопровідність торфу. Вони залежать від об'ємного співвідношення органічної речовини, води і повітря та їхньої теплоємності. Теплоємність повітря незначна, об'єм сухої речовини у торфі становить лише 7 %, і теплоємність її порівняно з теплоємністю води теж невелика. Отже, теплоємність торфу визначається наявністю води в ньому. Чим більший вміст води в торфі, тим більша його теплоємність і тим повільніше він нагрівається й охолоджується.

З глибиною амплітуда коливання температури торф'яного відкладу зменшується. В умовах помірного клімату добовий хід температури в діяльному шарі торфового болота помітний лише до глибини 15-25 см, а сезонні коливання температури спостерігаються до глибини 3,0-3,5 м.

Добові і сезонні коливання температури в торф'яному болоті менші, ніж у мінеральному ґрунті, вони зменшуються зі збільшенням воло-

гості ґрунту. Безпосередньо на поверхні болота добові коливання температури значні через те, що тут майже відсутня передача тепла на глибину. Максимальні літні температури на поверхні мохових боліт можуть досягати 50 °С, що сприяє підвищеному випаровуванню.

В умовах холодного та помірного клімату болота замерзають через 15-17 днів після переходу температури повітря через нуль, тобто пізніше озер і річок. Болота перехідного типу починають замерзати одночасно з замерзанням мінеральних ґрунтів. Сфагнові болота замерзають пізніше. Глибина промерзання торфово-болотної маси – 19-42 см, тобто менша ніж глибина промерзання мінеральних ґрунтів. Максимальна глибини промерзання торф'яників – 60-65 см.

Відтавання боліт залежить від кліматичних умов, товщини мерзлого ґрунту і снігового покриву, тому його строки будуть різні в окремих болотних мікроландшафтах.

9.6 Вплив боліт на стік річок

Вплив боліт на стік річок має принципове значення для оцінки гідрологічної ролі боліт у природних комплексах та оцінки можливих змін стоку річок при осушувальній меліорації.

Вченими по-різному оцінювались фактори, що впливають на зміну стоку річок. Частина гідрологів вважала, що болота збільшують весняний стік, інші дотримувались протилежної думки.

Для з'ясування ролі боліт у формуванні стоку річок необхідно виходити як із загальних характеристик гідрологічних властивостей боліт, так і зі специфічних особливостей окремих їх типів. При цьому треба враховувати, в якій кліматичній зоні знаходиться болото.

Загальними властивостями, які характерні для боліт і які впливають на стік, є: підвищена здатність випаровування й транспірації порівняно з навколишньою сушею; порівняно малий об'єм води, який бере участь у внутрішньорічному вологообороті, відносно загальної кількості в болоті; незначна водовіддача в межень, як результат різної водопротікання здатності діяльного та інертного шарів торфу. Крім того, на формування стоку з боліт впливають види живлення, неоднакові для різних типів боліт, і різне за величиною випаровування.

У зв'язку зі значним випаровуванням і транспірацією з поверхні, на болотах зменшується середня величина стоку: із заболочених територій в річки стікає менше води, ніж із незаболочених земель. Зниження загальної зволоженості території приводить до збільшення відмінностей у випаровуванні з поверхні боліт і незаболочених земель.

В зоні тундри випаровування з боліт і незаболочених земель в умовах надмірного зволоження майже однакове. Різниця у випаровуванні (особливо із заболочених заплав і дельт річок) збільшується в лісовій зоні і досягає найбільшого значення в зоні степу.

Отже, безпосереднім наслідком осушення боліт є зменшення випаровування і відповідно збільшення стоку річок (ця різниця тим більша, чим південніше розташований осушений болотний масив).

У зоні достатнього зволоження збільшення середнього стоку після осушення боліт відбувається внаслідок спрацювання вікових запасів підземних вод, що впливає на зниження рівня ґрунтових вод. Весняний стік після осушення боліт в одних випадках збільшується, в інших зменшується. Болота в цілому не сприяють збільшенню меженного стоку, тому що влітку з них випаровується багато вологи, а при цьому поверхневий стік зменшується.

Таким чином, вплив боліт на стік річок не однозначний. У зоні достатнього та надмірного зволоження болота практично не впливають на норму річного стоку і знижують максимальний стік річок. Болотні масиви, де значні площі зайняті озерами та мікроозерами, сприяють регулюванню стоку річок. За наявності болотних масивів у районах недостатнього зволоження річковий стік зменшується порівняно з незаболоченими водозборами. Значне осушення боліт негативно впливає на малі водотоки. Отже, в цілому осушення боліт сприяє вирівнюванню коливання стоку протягом.

9.7 Вивчення та практичне значення боліт

Різнобічне вивчення боліт з метою їх освоєння проводять багато науково-дослідних інститутів, болотних станцій та інших установ. Однак, порівняно з річками в гідрологічному відношенні болота вивчені ще недостатньо. При вивченні боліт застосовують як *стаціонарні*, так і *польові (експедиційні)* дослідження. В останніх широко використовують аерофотозйомку, що дає можливість досить детально вивчати різні види болотних мікроландшафтів, спостерігати напрямки стоку тощо. На спеціальних болотних станціях вивчають елементи водного балансу боліт, водні властивості торфу, термічний режим боліт, режим рівнів ґрунтових вод тощо. Матеріали цих досліджень використовують при різних водогосподарських розрахунках, насамперед при проектуванні осушувальних систем.

Осушення боліт полягає в штучному зниженні рівня ґрунтових вод на болотах, що спричиняється до зміни співвідношення елементів водного балансу та перерозподілу стоку. В Україні основні осушувальні роботи проводяться в Поліссі.

Осушені болота мають велику господарську цінність. На осушених низинних болотах розвивається високопродуктивне сільське господарство (виросчують кормові, зернові, овочеві культури).

Крім того, болота містять великий запас теплової енергії у вигляді торфової маси. Перші електростанції в Росії (Шатурська, Каширська та ін.) були збудовані на базі використання торфу як палива. Торф також широко використовується в хімічній промисловості (з нього виробляють

ряд хімічних прородуктів, таких, як бітум, аміак тощо), сільському господарстві (як добриво), будівництві (як будівельний матеріал). Промислове скупчення торфу називають *торфовим родовищем*. Найбільші промислові родовища торфу мають Росія, Канада, Фінляндія та США.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: болото, затоплення, підтоплення, торф, заболочені землі, низинні, перехідні, верхові болота, пасма, мочарі, купини, міжкупинні зниження, трясовини.

Питання для самоконтролю

1. Який гідрологічний об'єкт називається болотом і якого походження бувають болота?
2. Які виділяють основні види заболочування суші?
3. Охарактеризуйте поширення боліт в межах різних фізико-географічних зон.
4. Яким чином класифікуються болота за характером водно-мінерального живлення?
5. Якими елементами представлений мікрорельєф боліт?
6. Що розуміють під водним балансом боліт?
7. Які основні горизонти виділяються в болотному масиві?
8. Охарактеризуйте термічний режим боліт.
9. Яким чином болота впливають на стік річок?
10. В чому полягає використання природного ресурсу боліт в господарській діяльності?

ЛЕКЦІЯ № 10. ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ

План

- 10.1 Утворення льодовиків
- 10.2 Робота льодовиків
- 10.3 Танення льодовиків
- 10.4 Типи льодовиків
- 10.5 Поширення та значення льодовиків

Завдання на самопідготовку

10.1 Утворення льодовиків

На певних ділянках земної кулі складається таке співвідношення між кліматичними елементами, за якого середньорічна кількість твердих

опадів дорівнює витраті їх на танення та випаровування. Це ділянки рівноваги, або нульового балансу прибутку – витрат снігу.

Лінія, яка поділяє ділянки (області) з додатнім та від'ємним балансом снігу називається *сніговою лінією*. Коли снігова лінія визначається кліматичними умовами місцевості, вона називається *кліматичною*, а коли ще й місцевими особливостями рельєфу (експозицією та крутістю схилів) – *орографічною*. Нижче снігової лінії витрати снігу перевищують прибуток, тому сніговий покрив там буває періодично. Вище ж снігової лінії прибуток снігу більший за витрати, тому відбувається його безперервне накопичення. Сніг накопичується до певної висоти, нижче якої знову встановлюється рівновага.

У полярних районах снігова лінія розміщена дуже низько, що пояснюється низькими температурами повітря. У південній півкулі, для якої характерний океанічний (морський) клімат, снігова лінія скрізь розташована нижче, ніж у тих самих широтах північної півкулі, а починаючи з 62° пд.ш. вона лежить на рівні моря. Найвище снігова лінія розміщена в субтропічній зоні, що пов'язано з сухістю повітря в цих широтах. На екваторі вона лежить на висоті 4900 м, а в субтропіках – на висоті 6500 м. У гірських районах північної півкулі снігова лінія на схилах північної експозиції розміщена нижче, ніж на схилах південної експозиції (наприклад, у Джунгарському Алатау вона лежить на висоті 3000 м і 3500 м відповідно).

Великою мірою на висоту снігової лінії впливає розміщення хребтів відносно руху повітряних мас. Так, на навітряних схилах Великого Кавказу вона лежить на висоті 2800-3000 м, а на підвітряних (східних) – на 3300-3500 м.

Розміщення снігової лінії залежить також від форм рельєфу. На крутих схилах сніг легко здувається вітром або сповзає, а на плоских та ввігнутих формах рельєфу він, навпаки, лежить протягом багатьох років. Крім того, на накопичення снігу впливає взаємне розташування схилів. Периферійні частини гірських масивів одержують більше опадів, ніж центральні, куди повітряні маси надходять уже сухими. Внаслідок цього в центральних частинах гірських масивів снігова лінія лежить вище, ніж на їхніх околицях.

Розвантаження накопиченого снігу відбувається постійно шляхом сповзання утворених льодовиків або сходом лавин.

Лавина – це снігові маси, які сповзають з похилої підстилаючої поверхні гірських схилів, захоплюючи з собою нові маси снігу.

Лавини характерні для гірських масивів, де крутість схилів понад 15°, а потужність снігу перевищує 0,5 м. Лавини можуть утворюватися як у теплу, так і в холодну пору року.

Зимові лавини, або лавини холодного періоду, утворюються тоді, коли свіжий сніг випадає на промерзлу поверхню старого снігу, накопичується на ньому у великій кількості і починає сповзати внаслідок того,

що між свіжим і мерзлим снігом майже не діють сили зчеплення. В місцях, де кут похилу поверхні великий (понад 45°), снігова маса зривається від найменшого струсу повітря чи підстилаючої поверхні (постріл, порив вітру, різки звуки). Такі лавини називаються *сухими*. Швидкість їх руху – до 80-100 м/с.

Для теплої пори року більш характерні *мокрі, або ґрунтові лавини*. Вони рухаються по змоченій талою водою поверхні ґрунту або снігу. Рухаються ці лавини перекочуванням, на своєму шляху вони обростають новими масами снігу, захоплюють каміння, землю, дерева тощо. Дуже часто мокрі лавини мають постійні шляхи руху, які називаються *лотками*.

Цікаво, що іноді при падінні лавина світиться в темряві ночі блакитним або жовтуватим кольором, причиною цього явища є електричні розряди, які виникають при терті часток снігу. Багато лавин буває в Альпах (500-600 за зиму), на Кавказі, Памірі, зустрічаються вони і в Карпатах.

Лавини – дуже небезпечне явище, яке завдає великих матеріальних збитків, а інколи й забирають життя людей. Запобігти виникненню лавин можна залісненням схилів, спорудженням терас; захиститися від них можна за допомогою лавинорізів, щитів та дамб, які відводять лавини від споруд.

Льодовик – це маса льоду з постійним закономірним рухом, розміщений в основному на суші, він має певну форму і значні розміри. Утворюються льодовики внаслідок накопичення та перекристалізації атмосферних опадів.

Головне джерело живлення льодовиків – тверді опади, які нагромадилися на дні та схилах западин, з яких і починаються льодовики. Накопичення снігу у від'ємних формах рельєфу відбувається в тому разі, коли кількості тепла, що надходить на земну поверхню на даній території, недостатньо для того, щоб увесь сніг, який випав, міг розтанути.

Отже, для існування льодовиків потрібний вологий клімат з від'ємними температурами взимку та влітку. Влітку можуть спостерігатися і плюсові температури, але період з теплою погодою має бути коротким, щоб сніг, який випав, не встиг розтанути.

Тверді атмосферні опади, які накопичуються в увігнутих формах рельєфу, з часом змінюють свій первісний вигляд. Під дією сонячних променів свіжий сніг у поверхневому шарі розтає. Тала вода просочується в глиб снігу і, замерзаючи, утворює льодяні кристали. Вночі поверхня талого снігу вкривається льодяною кіркою, яка називається *настом*. Одночасно з цим сніг осідає й ущільнюється. В міру подальшого накопичення снігу його нижні шари під тиском верхніх ще більше ущільнюються і переходять у пухирчасту сіро-білу масу, котра складається з деформованих льодяних зерен. Ця маса називається – *фірн*.

Періодичне випадання снігу зумовлює шарувату будову фірну. Потужність його окремих прошарків різна: від кількох міліметрів до десятків сантиметрів. Усе більш ущільнюючись, фірн переходить у білий фір-

новий лід, а далі в чистий прозорий лід блакитного кольору, який називається *льодовиком* або *глетчерним льодом*.

Зміна кольору та щільності льоду при утворенні льодовиків спричинена видаленням з маси льоду пухирців повітря. Зокрема, пухкий (свіжий) сніг містить до 90 % повітря, фірн – 60 %, фірновий лід 30 %, глетчерний – 15 %, а маса 1 м³ складає відповідно 92 кг, 367 кг, 642 кг та 917 кг.

Важливе значення при утворенні льодовиків має *режеляція* (змерзання окремих брил льоду при стиканні). При температурі 0 °С режеляція відбувається за нормального тиску, а при більш низьких температурах – за підвищеного. Важливою властивістю льоду є його *пластичність*, тобто здатність текти під дією сили ваги. Пластичність льоду також залежить від температури і тиску. Чим температура ближча до 0 °С і, чим більшого тиску зазнає лід, тим пластичнішим він стає. Під дією сили ваги та пластичності льодовики рухаються.

Режим льодовика – характер зміни його об'єму (маси) і форми, що проявляється наступом і відступанням льодовика. Якщо акумуляція в льодовику рівна абляції, то льодовик буде стабільним. Якщо акумуляція перевищує абляцію, то льодовик наступає. Якщо абляція перекидає акумуляцію, то маса льоду зменшується і льодовик відступає.

Коливання льодовиків – це режим їх наступу та відступу, що пов'язані, перш за все, зі змінами умов живлення та абляції льодовиків. Наступ льодовиків зазвичай спостерігається в холодні та вологі періоди, а відступ – в теплі та сухі.

Рух льодовиків починається тоді, коли товщина їх досягне певної критичної пружності, яка, у свою чергу, залежить від похилів схилів. Звичайно критична товщина льоду становить 15-30 м. Швидкість руху льодовика тим більша, чим більша його потужність, більший похил поверхні та ложа льодовика.

Швидкість руху льодовика збільшується при підвищенні температури повітря, у звуженнях долини. Середня швидкість руху льодовика – 0,5 м/добу. Найбільшу швидкість руху мають льодовики Гренландії – 40 м/добу. Середня частина льодовика та його поверхневі шари рухаються швидше, ніж окраїнні та глибинні. Вдень та влітку швидкість руху більша, ніж уночі та взимку.

Під час руху льодовика в ньому утворюються *поперечні* та *поздовжні тріщини*. Поперечні тріщини виникають при наявності в ложі льодовика різних поперечних уступів. На дуже крутих уступах можуть утворюватися льодопади. Ширина, глибина і довжина тріщин різні. В центральних частинах льодовика поперечні тріщини можуть досягати глибини 250 м (при середніх глибинах до 50 м). Знизу тріщини звужуються і зникають. Після того, як льодовик перейшов різкий уступ, поперечні тріщини зникають, змерзаються й утворюють на поверхні льоду шви. Подібно до річок, льодовики при зустрічі можуть зливатися в один великий льодовик. Іноді трапляються двохярусні льодовики, які утворюються шляхом натікання одного льодовика на інший.

10.2 Робота льодовиків

Стікаючи по схилах гір, льодовики за допомогою вмерзлого в них каміння та через нерівність дна виконують велику руйнівну роботу – спричиняють льодовикову ерозію. Наслідком цієї ерозії є утворення специфічного ландшафту «кучерявих скель» (куполоподібних горбів) та «баранячих лобів» (яйцеподібних горбів). Такі форми рельєфу характерні для Скандинавії, Кольського півострова, північної частини Північно-американського материка, тобто для шляхів руху давніх льодовиків. Змінена льодовиком місцевість характеризується наявністю борозен-жолобів з глибиною до 1 м і більше, шрамами на твердих породах, полірованими скелями тощо. На гірських схилах утворюються кари (плоскі заглиблення на крутих схилах) та льодовикові цирки (чашоподібні крутостінні ніші).

Для льодовикових долин характерна значна зміна похилів і навіть наявність ділянок із зворотним похилом. Долини мають коритоподібну форму з широким плоским дном та крутими схилами. Такі долини називаються *трогами*.

Усі продукти руйнування гірських порід (від найдрібніших часточок пилу до великих кам'яних брил), які потрапили в тіло льодовика, називаються *моренами*. Морени, котрі рухаються разом з льодовиком, називаються *рухомими*, а ті, що припинили рух, – *відкладеними*. Морени в тілі рухомого льодовика поділяються на *поверхневі*, *внутрішні* та *донні*.

Поверхневі морени виникають у результаті накопичення на поверхні льодовика уламків гірських порід зі схилів долини, пилу, принесеного з оточуючої місцевості тощо.

Внутрішня морена формується з поверхневого матеріалу, який поглинається тілом льодовика.

Донна морена – це матеріал, який льодовик вибрав з дна, а також частково поглинені внутрішня і поверхнева морени. Для цієї морени характерний окатаний матеріал, подряпані та вкриті штрихами валуни.

Матеріал, який льодовик відкладає у своїй кінцевій частині у вигляді поперечного валу, називається *кінцевою мореною*, а вали, які утворилися по боках льодовика, – *боковою мореною*.

10.3 Танення льодовиків

Льодовик зароджується в зоні додатного снігового балансу. З утворенням льодовика починається його рух і він виходить за межі снігової лінії, нижче якої відбувається танення.

Отже, в льодовиках можна виділити зону живлення (додатний баланс снігу), або фірнову зону, і зону стоку (від'ємний баланс снігу), або язик льодовика. Межа між цими двома зонами називається *фірною лінією*. Найкраще ці зони простежуються в гірських льодовиках.

Зменшення льодовика відбувається як унаслідок механічних причин (видування, обвали), так і шляхом танення та випаровування з його поверхні (*абляції*).

За нормального тиску (1 атм.) лід тоне при температурі 0 °С. При збільшенні тиску на 1 атм. температура танення льоду знижується на 0,0073 °С, тобто лід може танути при від'ємних температурах. Ось чому навіть узимку з-під льоду витікає вода.

Основні причини, які спричиняють абляцію, – сонячна радіація; теплове випромінювання скель, вільних від снігу; тепле повітря, рідкі опади. Величина абляції великою мірою залежить від експозиції схилів. На льодовиках Середньої Азії абляція на північному схилі значно менше, ніж на південному. Величина абляції зменшується в міру збільшення висоти, на якій знаходиться льодовик у горах, що пов'язано зі зниженням температури повітря.

Розрізняють абляцію *поверхневу, внутрішню та підльодовикову*.

Поверхнева абляція спричиняє безпосереднє нагрівання льоду сонячним промінням, теплим повітрям, а також дощами, які випадають на поверхню льоду.

Внутрішня абляція відбувається за рахунок внутрішнього тертя окремих часток льоду, циркуляції повітря та води в товщі льодовика.

Підльодовикова абляція виникає внаслідок надходження тепла від поверхні гірських порід, які мають вищу температуру, ніж льодовик, а також при підвищенні тиску на нижній межі льодовика. Найбільше значення в гідрологічних процесах має поверхнева абляція. Внутрішня абляція на стік льодовика та живлення річок практично не впливає.

Хід танення льодовиків повторює хід температури повітря, тобто він буває добовий, сезонний та річний. Ось чому стік у річках, які живляться талими водами льодовиків, характеризується збільшенням витрат води в другій половині дня, навесні, влітку і зменшенням уночі, восени, взимку.

Водність річок з льодовиковим живленням значно збільшується в липні-серпні, коли температура повітря досягає максимальних значень. Ця особливість водного режиму річок гірських районів має велике значення, бо саме в цей період сільське господарство потребує найбільшої кількості води для зрошення. Прискорене танення льодовиків призводить до забруднення їхньої поверхні. Досліди, проведені на льодовику, показали, що забруднений сніг танув у 2-4 рази швидше, ніж чистий. Вода, яка утворилася внаслідок абляції, на поверхні льодовика при стіканні спричинює утворення на ньому тріщин, порожнин, провалів.

Розміри льодовиків змінюються внаслідок зміни інтенсивності абляції. Так, у сучасну епоху льодовики знаходяться в стані *регресії*, тобто відступання. Вони відступають майже в усіх районах північної півкулі, що пов'язано із загальним потеплінням клімату. На Кавказі, наприклад, максимальне зледеніння спостерігалось в середині минулого століття. З

того часу, за даними вчених, снігова лінія підвищилася на 70-75 м, тобто зменшилася зона живлення, а разом з нею і площа льодовиків. Кавказькі льодовики відступають із швидкістю 7,2-27,9 м/рік. Ще швидше зменшуються льодовики в горах Середньої Азії.

10.4 Типи льодовиків

Розрізняють два основних типи льодовиків – *материкові (льодовикові щити)* та *гірські*.

Материкові льодовики характеризуються великими розмірами та плоскоопуклою формою, яка не залежить від рельєфу місцевості. Напрямок руху льодовикового щита зумовлений розподілом тиску і похилом його поверхні незалежно від похилу ложа. Абляція в цих льодовиках незначна. Зменшення площі льодовика відбувається за рахунок обламування кінцевих частин льодовика, котрі сповзають в море. Ці уламки утворюють айсберги різної величини.

Айсбергом вважається льодова гора, яка піднімається над рівнем моря не менше, як на 5 м; при меншій висоті це буде уламок айсберга. Внаслідок того, що щільність льоду менша за густину морської води, айсберги на 4/5 свого об'єму занурені у воду.

Особливістю гірських льодовиків є відносно невеликі розміри, залежність форми льодовика від форми трогів, чітка різниця між зоною живлення і зоною стоку, спрямований лінійний рух. Швидкість руху льодовика значна, температура льоду наближається до температури його танення.

Існує багато типів гірських льодовиків. Найбільші з них *кальдерні* (в кратерах згаслих вулканів), *зіркоподібні* (кілька язиків з одного фірнового басейну, розташованого на вершині гори), *карові* (невеликі льодовики, розміщені в заглибленні на схилі), *висячі* (на крутих схилах, у неглибоких западинах, які не мають чіткого обмеження з боків).

Складна будова *долинних льодовиків*. Вони поділяються на *прості*, або *альпійські* (це льодовики, які складаються з одного потоку; у живленні річок вони відіграють незначну роль, найчастіше зустрічаються в Альпах); *складні*, або *кавказькі* (льодовикові потоки з притоками; поширені на Кавказі, значною мірою впливають на водність річок); *деревоподібні*, або *тянь-шаньські* (за зовнішнім виглядом вони нагадують дерево; мають обширну зону живлення, характеризуються великими запасами води і дають значне живлення річкам); *туркестанські* (поширені в Середній Азії; мають малу площу живлення і велику площу стоку).

10.5 Поширення та значення льодовиків

Льодовики вкривають близько 10 % поверхні Землі (картосхема поширення льодовиків). В межах Євразійського материка льодовиковий покрив найбільш розповсюджений на островах Північного Льодови-

того океану і займає близько 54 000 км², або 80 % усієї площі його зледеніння. Основні райони зледеніння знаходяться в Західній Арктиці, це, зокрема, острови Нова Земля, Земля Франца-Йосифа, що вкриті льодом на 87-90 %. У міру просування на схід площа зледеніння на островах Арктики зменшується і в архіпелазі Де-Лонга льодовий покрив зустрічається тільки на трьох північних островах.

Найактивнішими є льодовики середньої частини Нової Землі, які мають більше живлення, ніж льодовики Землі Франца-Йосифа, Північної Землі та архіпелагу Де-Лонга, де інтенсивність процесів акумуляції і абляції менша. Серед гірських районів за площею зледеніння перше місце посідає Середня Азія, де нараховується близько 2 500 льодовиків загальною площею понад 17000 км². Друге місце займає Кавказ, де знаходиться майже 1 400 льодовиків загальною площею 1 970 км². Значне зледеніння характерне для Камчатки, Алтаю, північного та північно-східного Сибіру тощо.

Хоча площа зледеніння в гірських районах набагато менша, ніж в Арктиці, в живленні річок льодовики мають велике значення. Тільки в Середній Азії запас води, накопичений у льодовиках, визначається 2000-2200 км³. Льодовикові води складають близько 15 % стоку річок Середньої Азії та 6 % стоку річок, які беруть початок зі схилів Великого Кавказу. Для деяких річок високогірних районів льодовиковий стік досягає 20-30 % загальної величини, а подекуди навіть 50-60 % (верхів'я Вахшу, Карадар'ї та ін.).

Акумулюючи велику кількість твердих опадів у холодну пору року, льодовики віддають цю законсервовану воду річкам лише влітку. Внаслідок цього річки, в басейнах яких льодовики мають значний розвиток, в теплу пору року відзначаються високою водністю, тимчасом як інші гірські річки, басейни яких не розташовані вище снігової лінії, дуже міліють або зовсім пересихають.

У холодні (вологі) роки льодовиковий матеріал накопичується, а в жаркі (посушливі) – витрачається внаслідок підвищення інтенсивності сніготанення.

Річки з льодовиковим живленням характеризуються літнім водопіллям, яке триває 4,5-6 місяців. Гідрограф стоку цих річок розтягнутий, водопілля ускладнене великими хвилями, які утворюються під час різкого підвищення температури повітря.

Льодовики є важливим джерелом водних ресурсів, особливо в районах зрошуваного землеробства. Об'єм талих вод льодовиків Середньої Азії, наприклад, достатній для зрошення половини посівних площ усього регіону.

Льодовики – є сховищами найчистіших прісних вод. У французьких та швейцарських Альпах талі води збираються в спеціальні дериваційні канали ще під льодовиками і подаються до ГЕС.

Однак, крім користі, льодовики можуть спричиняти великі катастрофи. Зокрема, повені та селі, що утворюються при таненні льодовиків.

Це вказує на необхідність вивчення гідрологічного режиму льодовиків і прогнозування їхнього танення.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: снігова лінія, лавина, льодовик, фірн, глетчерний лід, режеляція, морени, абляція, материкові та гірські льодовики, айсберг.

Питання для самоконтролю

1. Які фактори впливають на розміщення снігової лінії?
2. Дайте визначення поняттю лавина, які існують їхні різновидності і де вони виникають?
3. Яким чином відбувається перетворення снігу в глетчерний лід та утворення льодовика?
4. Охарактеризуйте роботу льодовиків.
5. Що таке абляція та яких видів вона буває?
6. Від яких факторів залежить характер зміни об'єму і форми льодовика?
7. Чим обумовлений рух льодовиків?
8. На які типи поділяються льодовики і де вони поширені?
9. Яку роль відіграють льодовики у гідрологічному режимі річок?
10. Охарактеризуйте господарське значення льодовиків.

ЛЕКЦІЯ № 11. ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

План

- 11.1 Загальні відомості
- 11.2 Фізичні властивості порід
- 11.3 Види води в породах
- 11.4 Вологість і водні властивості порід
- 11.5 Фільтраційні властивості порід і рух підземних вод
- 11.6 Умови залягання підземних вод

Завдання на самопідготовку

11.1 Загальні відомості

Підземні води – це води, які знаходяться в товщі земної кори, заповнюючи різноманітні пустоти гірських порід: пори, тріщини, каверни тощо. Підземні води є складовою частиною гідросфери, вони перебувають у тісному зв'язку з атмосферними опадами, водами річок, озер, морів, різних штучних водойм та водотоків (водосховищ, ставків, каналів).

Поняття «підземні води» досить широке. Під ними розуміють усі води, які знаходяться нижче поверхні Землі і, перебуваючи в різних фізичних станах – газоподібному (пара), рідкому чи твердому (лід), мають найрізноманітніші форми накопичення та умови залягання. Це води ґрунтового шару, верховодка, ґрунтові (безнапірні) й артезіанські (напірні). До підземних вод належать тріщинні і карстові води, а також ті води боліт, які знаходяться нижче їхньої поверхні і являють собою різновидність ґрунтових вод.

Згідно з глибинним розподілом підземних вод у верхній частині земної кори виділяють дві зони: *зону аерації* і *зону насичення*. *Зона аерації* – це крайня верхня частина земної кори; вона характеризується наявністю атмосферного повітря і водяної пари в пустотах гірських порід та частковим заповненням пустот гравітаційною водою. В зоні аерації знаходяться води ґрунтового шару і верховодка. *Зона насичення* характеризується тим, що пори, тріщини та інші пустоти гірських порід цілком заповнені гравітаційною водою.

Нижче від зони аерації та зони насичення у земній корі знаходяться *артезіанські (напірні) води*.

11.2 Фізичні властивості порід

Гірські породи як колектори підземних вод характеризуються такими основними фізичними властивостями: *щільність, пористість і гранулометричний склад*.

Щільність гірської породи – це відношення її маси до об'єму. Розрізняють щільність сухої породи і щільність породи за природної вологості. Порода складається зі скелета, що являє собою частки власне породи, та різних пустот між цими частками. Такі пустоти заповнюються повітрям, водою або льодом. Щільність такої породи завжди менше щільності її скелета. Всі пустоти в породах називають порами, вони і зумовлюють *пористість* породи.

У скельних масивних породах ці пустоти виражені тріщинами, що виникли під впливом на породу різних ендегенних та екзогенних процесів. У розчинних породах, якими є вапняки, доломіти, соленосні відклади, пустоти являють собою каверни і канали, що утворились в результаті розчинення та вилуговування порід. У пухких осадових породах пористість обумовлена нещільним приляганням часток, які складають ці породи.

Пори за їхнім розміром поділяються на: некапілярні (діаметром більше 1 мм), капілярні (від 0,0002 до 1 мм) і субкапілярні (менше 0,0002 мм).

Пористість різних порід неоднакова і може змінюватись у значних межах від частин процента до кількох десятків процентів. Так, у вивержених порід (гранітів, базальтів та ін.) вона коливається від 0,05 до 6-7 %, у вапняків і доломітів – від 0,2 до 34 %, у пісковиків – від 3,5 до 28 %. Дуже велику пористість має торф (76-89 %).

Гранулометричний склад порід – це характеристика тих чи інших осадових утворень за розміром часток, з яких складені ці утворення. Розміри таких часток можуть бути найрізноманітнішими – від глинистих і пилуватих (діаметром 0,05-0,005 мм і менше) до гальок і валунів (діаметром від 10 до 100 мм). Гранулометричний склад порід є важливим показником при характеристиці їхньої пористості. Маючи дані про гранулометричний склад породи, можна скласти уявлення про її фільтраційні властивості.

11.3 Види води в породах

За характером зв'язку з частками породи, мірою обводнення цих часток і способом переміщення підземні води поділяють на кілька видів.

Найпоширенішим є такий поділ: *гігроскопічна вода, плівкова вода, капілярна вода і гравітаційна вода*.

Наявність *гігроскопічної води* обумовлюється здатністю породи вбирати водяну пару. Така вода утворюється за рахунок того, що водяна пара обволікає частку породи шаром в одну молекулу. Обволікання може бути як часткове, так і повне, тобто водяна пара може вкривати породу несучільним чи суцільним шаром. Стан, коли частка породи обволікається суцільним одномолекулярним шаром, називається *максимальною гігроскопічністю*.

Молекули гігроскопічної води досить тісно зв'язані з частками гірської породи завдяки електромолекулярним силам, які виникають між молекулами води та породи. Гігроскопічна вода, будучи тісно зв'язаною з породою, перебуває під великим тиском і тому не може вільно переміщуватись. Лише при нагріванні до 105-110 °C вона відокремлюється від породи. Гігроскопічну воду називають ще міцно зв'язаною водою.

Плівкова вода, як і гігроскопічна, утримується на поверхні часток гірської породи завдяки електромолекулярним силам, які виникають між молекулами води та породи. На відміну від гігроскопічної, плівкова вода обволікає частки породи суцільним шаром у кілька рядів молекул. Вона перебуває лише в рідкому стані і здатна переміщуватись у породі з однієї частки на іншу в напрямку від більш вологих ділянок до сухіших. Плівкову воду характеризують ще як рихлозв'язану воду.

Капілярна вода – це вода, яка заповнює частково чи повністю капілярні пустоти породи. При насиченні породи водою може виникнути такий стан, коли електромолекулярні сили вже не здатні утримувати воду на частках породи у вигляді плівки завтовшки в кілька молекул. Тоді вільна від цих сил вода розміщується в пустотах між частками породи, вкритих водяною плівкою, заповнюючи лише кути між плівковою водою. Така вода утримується силами поверхневого натягу, її називають водою кутів пор, що є різновидністю капілярної води. При подальшому насиченні пор водою утворюється власне капілярна вода, або капілярно-рухома вода.

Капілярна вода переміщується завдяки силам поверхневого натягу, які виникають у місці створення меніска в капілярній пустоті, а також завдяки силам тяжіння.

Капілярна вода має різновиди. Це *капілярно-підвішена вода*, яка формується у верхній частині ґрунтового шару за рахунок атмосферних опадів і не зв'язана з ґрунтовими водами, що залягають нижче; *капілярно-піднята*, яка розміщується над горизонтом ґрунтових вод і формується завдяки підняттю вологи від їхнього рівня, зволожуючи певну зону порід, котру називають *капілярною зоною (капілярною каймою)*. Швидкість і величина капілярного підняття вологи залежать від гранулометричного складу породи. Максимальні значення швидкості характерні для крупнозернистих пісків, мінімальні – для суглинкових і глинистих порід.

Капілярна вода відіграє важливу роль у насиченні ґрунтів водою, живленні ґрунтових вод і живленні рослин. Капілярна вода через поверхню ґрунту або листя рослин випаровується, сприяючи процесам кругообігу води в природі. Це свого роду сполучна ланка між водами літосфери, біосфери й атмосфери.

Відомості про капілярну воду, висоту капілярного підняття і капілярну зону мають дуже важливе значення при вивченні формування ґрунтових В на зрошуваних масивах, регулювання на них водного режиму з метою оптимального забезпечення вологою сільськогосподарських культур.

Гравітаційна вода – це вода в рідкому стані, яка заповнює всі пустоти породи і підпорядкована тільки силам гравітації, тобто земному тяжінню. В своєму переміщенні вона залежить лише від цих сил і абсолютно не підпорядкована силам молекулярного чи поверхневого натягу. Гравітаційну воду називають ще вільною водою.

Об'єм гравітаційної води в насичених породах (у зоні насичення) залежить від їхнього гранулометричного складу. В гальці, гравії, піску гравітаційна вода є основним видом підземних вод. У глинах, хоча вони мають найбільшу пористість, завдяки малим розмірам пор гравітаційна вода практично відсутня. Тут переважають гігроскопічна вода, плівкова вода, капілярна вода, які не піддаються силам гравітації і не переміщуються під їхньою дією. Тому глини є практично водонепроникними і в природі відіграють роль водотривів.

За станом, у якому перебуває вода в гірських породах, розглядають окремо воду в твердому стані і пароподібну воду. Крім того, виділяють ще кристалізаційну та хімічно зв'язану воду.

Вода в твердому стані – це гравітаційна вода, що замерзла при температурі 0°C і нижче. В гірських породах вода перебуває у вигляді кристалів, прошарків чи лінз льоду. При замерзанні гірської породи не вся вода переходить у твердий стан. Частина води, а саме гігроскопічна та плівкова і частково капілярна, залишається в рідкому стані, тому що температура замерзання цих різновидів води значно нижча за 0°C . Так, гігроскопічна вода замерзає лише при температурі -78°C .

Пароподібна вода, або водяна пара. Крім гігроскопічної води, яка обволікає у вигляді водяної пари частки породи, в останніх існує також вільна пароподібна вода. Разом з повітрям вона заповнює пустоти, куди надходить з наземного повітря або за рахунок процесів підземного випаровування інших видів води. Пароподібна вода завжди перебуває в русі, переміщуючись від місць з більшою пружністю водяної пари до місць, де пружність її менша. За відповідних температурних умов така вода частково конденсується в краплинно-рідку воду і поповнює гравітаційну воду, формуючи горизонти підземних вод.

Пароподібна вода, як і гравітаційна, бере активну участь у кругообігу води в природі.

Кристалізаційна вода і *хімічно зв'язана* займають у гірських породах особливе місце. За своїм станом вони зовсім не схожі на воду інших видів. Кристалізаційна вода є складовою частиною мінералів і входить в їхню кристалізаційну решітку у вигляді молекул H_2O . Прикладом мінералів, що мають кристалізаційну воду, є гіпс, мірабіліт, сода. Міцність зв'язку кристалізаційної води в мінералах різна, однак здебільшого випадків виділення її з мінералів відбувається при температурі 300-400 °C. При обезводненні мінералів з кристалізаційною водою залишаються сполуки, одержані немов би простим відніманням від них води. При цьому мінерал, втрачаючи кристалізаційну воду, не руйнується, але змінює деякі свої властивості. Так, гіпс, втрачаючи дві молекули води, переходить в ангідрит.

Хімічно зв'язана вода – це вода, яка також входить до складу мінералів, проте в кристалічній решітці вона перебуває не у вигляді молекул води, а гідроксильного та водневого іонів. Ця вода найміцніше зв'язана з мінералами і здебільшого вона виділяється при температурі 500-600 °C при повному розпаді мінералу, в якому вона міститься. Кристалізаційна і хімічно зв'язана вода не беруть участі в кругообігу води в природі.

11.4 Вологість і водні властивості порід

Пористість гірських порід, їхній гранулометричний склад і види води, яка в них міститься, визначають вологість і основні водні властивості порід: *вологоємність*, *водовіддачу*, *дефіцит вологи* та *водопроникність*.

Вологість порід зумовлюється наявністю в них певної кількості води. Розрізняють *природну вологість*, *вагову*, *об'ємну* та *відносну*.

Природна вологість – це вміст води в породі за природних умов. Одна і та ж порода залежно від конкретних умов може мати різну вологість. Тому природна вологість визначається на певний час і виражається відношенням маси води в породі до маси породи після її висушування при температурі 105-110 °C;

Вологість породи, яка визначається відношенням маси води в породі до маси сухої породи, називається *ваговою вологістю*. Розрізняють

ще *об'ємну вологість*, яка являє собою відношення об'єму води, що міститься в породі, до об'єму всієї породи. Відношення об'ємної вологості до пористості породи показує ту частину пор, яка зайнята водою, і називається *відносною вологістю*. В абсолютно сухій породі відносна вологість дорівнює нулю, а при цілковитому заповненні пор водою – одиниці.

Вологоємність. За певних природних умов гірські породи можуть мати різну вологість, проте вони не завжди будуть повністю насичені водою. Міра насиченості порід водою визначається *вологоємністю*, тобто здатністю порід вбирати й утримувати в собі певну кількість води. Розрізняють породи досить вологоємні (торф, глини, суглинки), слабо вологоємні (крейда, пухкі пісковики), невологоємні (скельні порола галечники).

Розрізняють вологоємність *повну, капілярну, найменшу*, або *польову та максимальну молекулярну*.

Повна вологоємність – це максимальний вміст води в породі при повному насиченні її пор. Для пісків вона дорівнює пористості, для глинистих і суглинкових порід, здатних збільшувати свій об'єм при насиченні їх водою, повна вологоємність може бути дещо більша від пористості.

Капілярна вологоємність – це найбільша кількість води, яка утримується в капілярах породи при їх повному насиченні. Для глинистих пори і тонкозернистих пісків вона дорівнює повній вологоємності.

Максимальна молекулярна вологоємність – це найбільша кількість гігроскопічної та плівкової води, яка утримується частками породи, тобто найбільша кількість води, що утримується лише силами молекулярного притягання часток породи. Максимальна молекулярна вологоємність у порід з різними діаметрами часток за інших рівних умов буде різною.

У ґрунтознавстві максимальна кількість води, яка утримується в породі при неповному насиченні незалежно від механізму її утримання (наприклад, капілярними силами) називається *найменшою*, або *польовою вологоємністю*. В цьому випадку вода не заповнює пор, а знаходиться лише на поверхні часток породи.

Водовіддача – це здатність водонасиченої породи віддавати воду шляхом вільного стікання. Величина водовіддачі визначається відношенням об'єму води, що вільно стекла, до об'єму всієї породи. Величина водовіддачі менша за величину пористості.

Величина водовіддачі гірської породи залежить від її гранулометричного складу або розміру та стану тріщин і пустот (для скельних і закарстованих порід). При вільному стіканні майже всю воду віддають галечникові гравійні породи, а також тріщинуваті скельні та закарстовані породи. Дрібнозернисті (особливо глинисті) піски значну частину води втримують у собі у вигляді гігроскопічної, плівкової та капілярної. Найменша, або практично відсутня, водовіддача у глин.

Дефіцит вологи, або недостача насичення, – це кількість води, яка може додатково вміститись у породі в природних умовах вологості. Ви-

значається цей показник за різницею між повною вологоємністю і природною вологістю.

11.5 Фільтраційні властивості порід і рух підземних вод

Дуже важливою водною характеристикою гірських порід є їхня *водопроникність*, під якою розуміють здатність порід пропускати крізь себе воду. Кількісно *водопроникність* визначається величиною *коефіцієнта фільтрації*, котрий відображає швидкість фільтрації води при напірному градієнті, рівному одиниці і виражається в м/добу, см/с, м/с.

Розуміння суті коефіцієнта фільтрації базується на законі Дарсі, за яким кількість води (Q), що просочується крізь породу за одиницю часу, прямо пропорційна коефіцієнту фільтрації (к), падінню напору (h), площі поперечного перетину породи (F) та обернено пропорційна довжині шляху фільтрації (L):

$$Q=khF/L, \quad (11.1)$$

Падіння напору (h) – це різниця рівнів ($h=H_1-H_2$) у двох точках підземного потоку А і Б.

За водопроникністю, або фільтраційними властивостями, всі гірські породи поділяють на три групи: *водопроникні* (галька, гравій, добре відсортований чистий пісок, а також закарстовані та тріщинні породи), *напівпроникні* (глинисті піски, торф, лесовидні, скельні та напівскельні і закарстовані породи, пустоти та тріщини яких заповнені дрібнозернистими і глинистими відкладами); *водонепроникні*, або *водотривкі* (глини та масивно-кристалічні породи).

Слід зазначити, що в природі абсолютно водонепроникних порід немає. Усі вони якоюсь мірою пропускають крізь себе воду, особливо протягом тривалого геологічного часу. Проте в деяких із них швидкість фільтрації води така мала, що ці породи при спеціальних дослідженнях підземних вод вважаються практично водонепроникними. З точки зору практичних потреб усі породи поділяють лише на водопроникні і водонепроникні.

Відповідно до характеру пористості порід у природі існує два види руху гравітаційних підземних вод – ламінарний і турбулентний.

Ламінарний рух спостерігається в породах з малими порами (тріщинами). Він полягає в тому, що окремі струмені води переміщуються паралельно з незначними швидкостями, утворюючи суцільний потік.

Турбулентний рух спостерігається в тріщинуватих породах з широкими тріщинами, характеризується великими швидкостями, завихреннями і порушеннями суцільного потоку.

Турбулентний рух у природі спостерігається дуже рідко – лише у великих тріщинах, а також при надходженні води в гірничі виробки чи

водозабірні споруди, тому при вирішенні більшості задач гідрології підземних вод застосовується закон ламінарного руху.

Швидкість руху гравітаційних підземних вод визначають переважно в полі. Є кілька польових методів. Усі вони базуються на тому, що у свердловину, розташовану в одному місці, запускають певну речовину, яку потім легко визначити у воді, і контролюють час появи цієї речовини в іншій свердловині, розташованій на деякій відстані від першої в напрямку руху підземних вод. Поділивши відстань між свердловинами (L) на час (T), за який її пройшла речовина, одержують дійсну швидкість руху підземних вод (V):

$$V = L/t, \quad (11.2)$$

Речовинами, які використовуються з цією метою, є кухонна сіль, розчин флюоресцеїну, хлористий амоній тощо. Способи, за допомогою яких фіксують появу речовин у другій свердловині, можуть бути хімічні або електричні.

11.6 Умови залягання підземних вод

Залягання підземних вод обумовлюється насамперед геологічною будовою території, на якій ці води поширені. Розроблено більше десяти класифікацій підземних вод за умовами їхнього залягання. Найбільш, вдалою є класифікація О.М. Овчиннікова. За цією класифікацією підземні води поділяються на три типи: *верховодку*, *грунтові води* й *артезіанські води*.

Верховодка – це підземні води, які залягають поблизу земної поверхні, розташовуючись у зоні аерації. Основними рисами підземних вод цього типу є невимірність у вертикальному розрізі і по площі, непостійність у часі та незначна потужність обводнених порід. Як правило, площа поширення верховодки визначається неоднорідністю водотривких порід, що підстилають більш проникні відклади. Верховодка накопичується переважно на поверхні глин, суглинків та інших слабопроникних порід, які знаходяться у водопроникних породах у вигляді окремих лінз або прошарків, залягаючи в кілька ярусів.

Розташовуючись у зоні аерації, верховодка зазнає різного роду змін, спричинених гідрометеорологічними умовами. У маловодні роки вона може зникнути, в багатоводні – займати великі площі, взимку, особливо у північних широтах, повністю перемерзнути, а влітку в південних районах –пересохнути.

Дуже близькими до верховодки є *води ґрунтового шару*, під якими розуміють сукупність усіх вод, що можуть перебувати в орному ґрунті як у різних станах (газоподібному, рідкому, твердому), так і в різних видах (гігроскопічна, плівкова, капілярна, гравітаційна). Якщо ділянка не забо-

лочена, то гравітаційна вода може бути лише в періоди підвищеної вологості (під час інтенсивного сніготанення, тривалих дощів, інтенсивного зрошення тощо).

У ґрунтознавстві води ґрунтового шару називаються *ґрунтовою вологою*..

Ґрунтові води – це гравітаційні води першого від поверхні постійного водоносного горизонту, основною особливістю їх є вільна безнапірна поверхня, зумовлена відсутністю водотривкої покрівлі. Як правило, ґрунтові води залягають у пухких відкладах четвертинного періоду "ґрунтах", звідки і пішла їхня назва. Проте ґрунтові води можуть залягати і між водотривкими (водонепроникними) горизонтами порід різного віку, а також у дочетвертинних скельних утвореннях аж до кристалічних порід докембрійського періоду включно. І в цьому разі основною їхньою ознакою є вільна безнапірна поверхня.

Ґрунтові води, які знаходяться в тріщинних скельних породах, називають *тріщинно-ґрунтовими*, а в порожнинах закарстованих порід – *карстовими*.

Відповідно до походження четвертинних відкладів, з якими пов'язані ґрунтові води, останні поділяються на алювіальні, делювіальні, пролювіальні тощо. Всі ґрунтові води, які містяться в дочетвертинних породах, об'єднуються поняттям "ґрунтові води корінних порід".

До ґрунтових вод відносять також верховодку, бо вона має безнапірну поверхню.

Ґрунтові води, маючи на площі свого поширення вільну поверхню, в окремих місцях можуть залягати під відносно водотривкими породами, в результаті чого створюється незначний місцевий напір.

Залежно від умов залягання ґрунтові води поділяють ще на *ґрунтовий потік* і на *басейн ґрунтових вод* (ґрунтовий басейн). Мотивують це тим, що ґрунтовий потік, на відміну від басейну ґрунтових вод, має такий похил поверхні води, який забезпечує їх вільний стік. У басейні ґрунтових вод вільного стоку майже немає. В цьому випадку вода може переміщуватись переважно в шари, розташовані нижче.

Ґрунтові води називають міжпластовими безнапірними водами, якщо вони залягають між двома водотривкими горизонтами і своїм рівнем не досягають верхнього горизонту, тобто мають вільну поверхню.

Поверхня ґрунтових вод називається їхнім *дзеркалом*. Водонепроникні породи, які підстилають ґрунтові води, називаються *водотривким горизонтом*. Відстань між дзеркалом ґрунтових вод і водотривким горизонтом визначається як *товщина*, або *потужність*, горизонту ґрунтових вод. Залежно від геологічної будови конкретної території потужність горизонту ґрунтових вод в її межах може коливатись від кількох десятків сантиметрів до 50 м і більше.

Дзеркало ґрунтових вод у згладженій формі відтворює рельєф території, на якій ці води поширені. Оскільки рельєф знижується до річко-

вих долин, озерних улоговин, у такому ж напрямку знижується і дзеркало ґрунтових вод, що обумовлює їхній рух у напрямку зниження рельєфу – до річок і озер. Відстань від земної поверхні до дзеркала ґрунтових вод визначає глибину їх залягання. На території України глибина залягання ґрунтових вод коливається від 0,0-0,5 м (в болотних і алювіальних відкладах північно-західної частини) до 10-20 м, рідше до 25 м (у лесовидних суглінках південних районів). На масивах зрошення в цих районах ґрунтові води, особливо верховодка, залягають на глибині кількох метрів, а в окремих місцях ґрунтові води, що формуються під впливом зрошувальних вод, досягають земної поверхні, заболочуючи певні ділянки.

Ґрунтові води тісно зв'язані з водами річок, озер, водосховищ, морів, а також штучно створених каналів різного призначення (обводнювальних, зрошувальних, дренажних тощо), часто поповнюються за їхній рахунок або ж самі живлять поверхневі води.

Своєрідними умовами залягання характеризуються *артезіанські води*. Це підземні води, які залягають між водотривкими горизонтами і, перебуваючи під напором, при розкритті їх буровими свердловинами піднімаються вище від покрівлі водоносного пласта (вище підосви верхнього водотривкого горизонту). При достатній величині напору чи відповідних рельєфних умовах (наприклад, долини річок) ці води, фонтануючи, виливаються на денну поверхню. Артезіанські води називаються також *напірними* або *міжпластовими напірними водами*.

Артезіанські води одержали свою назву від провінції Артуа у Франції, де в XII ст. вперше в Європі була виявлена фонтануюча підземна вода. Нині артезіанськими водами називають усі підземні води, які залягають у більш-менш глибоких пластах, мають напір і навіть не фонтанують. У практиці, і особливо в побуті, свердловини, які розкривають такі води, також називають артезіанськими. Залягаючи в досить великих від'ємних (синклінальних) геологічних структурах, артезіанські води утворюють артезіанські басейни, які складаються з трьох областей: живлення, напору і розвантаження підземних вод.

В *області живлення* підземні води артезіанського басейну поповнюються за рахунок атмосферних опадів та поверхневих вод. Фільтруючись крізь товщу осадових порід, артезіанські води надходять у глибші шари осадових утворень, поповнюючи ресурси ґрунтових або слабонапірних вод, що в даному випадку є складовими частинами водоносних горизонтів артезіанських басейнів. Отже, в області живлення артезіанського басейну поширені лише ґрунтові або слабонапірні підземні води.

Область напору – це та частина артезіанського басейну, в якій рівень підземних вод може піднятися вище підосви водотривкої покрівлі водоносного горизонту. Відстань від водотривкої підосви по вертикалі до місця, на якому встановлюється рівень напірних вод, називається *напором*. Часто цей рівень називають *п'єзометричним*.

Область розвантаження артезіанського басейну – це та його частина, де напірні води виходять на денну поверхню у вигляді джерел або

потрапляють у річки, озера, моря. В гіпсометричному відношенні вона розташовується нижче областей живлення та напору.

Артезіанські (напірні) води, рухаючись з області живлення в область розвантаження, часто за сприятливого рельєфу можуть виходити на денну поверхню переважно в річкових долинах, де вони йдуть на поповнення алювіальних, болотних та річкових вод. Такі ділянки артезіанського басейну називаються *областю дреноування* артезіанських вод.

В Україні артезіанськими є Дніпровсько-Донецький та Причорноморський басейни. Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн розташований у Придніпровській низині. Область його живлення знаходиться в межах Середньоросійської височини, область розвантаження – в межах Дніпра. Річки Десна, Сула, Псьол, Ворскла з їхніми притоками (особливо в гирлових частинах) є його областями дреноування. Причорноморський артезіанський басейн займає Причорноморську низовину. Його областю живлення є Придніпровська та Приазовська височини, котрі розташовуються в межах піднятої геологічної структури – Українського кристалічного щита. Областю розвантаження Причорноморського артезіанського басейну є Чорне й Азовське моря та Сиваш, а найбільшими областями дреноування – Південний Буг і Дніпро.

Напірні (артезіанські) і ґрунтові води часто перебувають у тісних взаємозв'язках, що залежить від геологічної будови території поширення підземних вод. В одних випадках ґрунтові води поповнюють напірні водоносні горизонти, в інших – останні підживляють ґрунтові води.

Найбільше ґрунтові і напірні води взаємозв'язані в річкових долинах та інших пониженнях рельєфу, де відбувається дреноування водоносних горизонтів, у результаті чого річкові або озерні води поповнюються за рахунок підземних вод. Поповнення річкових вод у результаті дреноування водоносних горизонтів за рахунок надходження ґрунтових чи напірних вод у річку, називається *підземним живленням річок*.

Підземні води можуть надходити в річки безпосередньо в їхньому руслі або виходити на денну поверхню джерелами в річкових долинах, ярах, балках. Зібравшись у струмки, джерельні води збігають по земній поверхні в річки.

Коли на денну поверхню виходять ґрунтові (безнапірні,) води, такі джерела називають *низхідними*, бо вода вільно збігає в товщі водоносної породи («низходить») з підвищених ділянок рельєфу на нижчі. Джерела біля виходу на поверхню напірних вод називаються *висхідними*, бо вони формуються з вод, які піднімаються вгору з нижніх водоносних шарів.

За іншими ознаками джерела поділяються на постійні, періодичні, сезонні, прісні, мінеральні, холодні, термальні, тріщинні, карстові тощо.

Виходи на поверхню підземних вод часто є початком (витоком) річки. В такому випадку витік річки має вигляд невеликого болота або озера, окремого джерела або кількох джерел.

Виділяють ще глибинні підземні води. Це води, які залягають на великих глибинах. Вони завжди напірні. Розвантажуються шляхом над-

ходження по тектонічних тріщинах або розломах у водоносні горизонти, що залягають вище, або ж виходять безпосередньо на денну поверхню у вигляді джерел. У нафто-газоносних районах (наприклад, у Дніпровсько-Донецькій западині) глибинні води можуть розливатися самі, якщо їх досягають свердловинами.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: підземні води, зона аерації, зона насичення, гігроскопічна вода, плівкова вода, капілярна вода, гравітаційна вода, капілярна зона, вологість, вологоємність, водовіддача, дефіцит вологи, водопроникність, коефіцієнт фільтрації, верховодка, ґрунтові води, дзеркало ґрунтових вод, потужність горизонту ґрунтових вод.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю підземні води.
2. Які зони виділяються в земній корі згідно з глибинним розподілом підземних вод?
3. Охарактеризуйте фізичні властивості гірських порід як колекторів підземних вод.
4. На які види поділяють підземні води за характером зв'язку з частками породи, мірою обводнення цих часток і способом переміщення?
5. В якому фізичному стані може перебувати вода в гірських породах?
6. Які існують основні водні властивості порід?
7. Що називається водопроникністю і чим вона визначається?
8. Як поділяються породи за фільтраційними властивостями?
9. На які групи поділяються підземні води за умовами їхнього залягання?
10. Охарактеризуйте умови залягання верховодки, ґрунтових та артезіанських вод?

РОЗДІЛ 3. ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ

ЛЕКЦІЯ № 12. СВІТОВИЙ ОКЕАН ТА ЙОГО ЧАСТИНИ. ХІМІЧНІ І ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ОКЕАНІЧНОЇ ВОДИ

План

- 12.1. Океанологія як наука
 - 12.2. Гіпотези походження і розвитку океанів
 - 12.3. Світовий океан та його частини
 - 12.4. Сучасні методи океанологічних досліджень
 - 12.5. Склад морської води
 - 12.6. Температурний режим океану
 - 12.7. Водний баланс Світового океану
- Завдання на самопідготовку

12.1 Океанологія як наука

Океанологія – наука про природні процеси в Світовому океані. Світовий океан – безперервна водна оболонка земної кулі, над якою виступають елементи суші – материки і острови та яка має спільний сольовий склад.

Океанологія розглядає Світовий океан одночасно і як складову частину гідросфери, і як цілісний планетарний природний об'єкт, який взаємодіє з атмосферою і літосферою, материковим стоком, і де в складному взаємозв'язку протікають фізичні, хімічні, геологічні й біологічні процеси.

Головне завдання океанології – визначення загальних закономірностей природи океану як єдиного цілого. Методологічна основа їхнього пізнання – вивчення трансформації і обміну речовин та енергії в океанічних водах, а також між водами суміжними з ними середовища.

Океанологія базується на фактичних даних вимірювання глибин, температури, солоності, течій, хвиль, кольору, прозорості води, вмісту розчинених хімічних речовин і сполук, різних біологічних та інших показників, опираючись на теоретичні положення фізики, математики, хімії, біології; використовує методи системного аналізу та електронно-обчислювальну техніку.

Найбільш важлива прикладна задача океанології – наукове забезпечення ефективної діяльності морських галузей народного господарства, гарантування безпеки підводного і надводного мореплавання, використання біологічних ресурсів вод і дна океану, удосконалення методів прогнозу погоди та ін.

Океанологія – комплексна наука, що об'єднує декілька напрямків, кожне з яких вивчає певний аспект природи океану. *Фізична океанологія* (фізика океану) досліджує фізичні процеси в океанічних і морських водах, закономірності взаємодії океану і атмосфери. *Хімічна океанологія* (хімія океану) вивчає хімічні властивості, склад, фізико-хімічні процеси вод Світового океану. *Геологія океану* (морська геологія) вивчає геологічні, геофі-

зичні, геохімічні процеси, що протікають на дні та в надрах Світового океану і пов'язані з ними закономірності утворення корисних копалин в океанах і морях; до геологічного вивчення океану відноситься і дослідження геології і геоморфології берегової частини океанів і морів, біологічна океанологія (біологія океану) досліджує тваринний і рослинний світ океанів та морів, формування біологічної продуктивності океанічний і морських вод, та процеси, що протікають в них.

12.2 Гіпотези походження і розвитку океанів

Сукупність багатьох і різноманітних розробок з проблем походження дна океану дозволила дійти висновку про об'єднання точок зору в три провідні гіпотези:

- а) первинність океанів, або утворення їх в період виникнення земної кори безпосередньо;
- б) вторинного утворення улоговин океану в межах окремих ділянок материкової земної кори;
- в) формування океанів в результаті дії горизонтальних рухів окремих брил земної кори.

Гіпотеза первинності океанів уперше була запропонована відомим американським геологом і географом Дж. Дана. За цією гіпотезою земна кора океанічного типу є вихідною, континенти являють собою наслідки еволюції океанів. Механізм перетворення океанічної земної кори в континенти здійснювався за допомогою геосинклінального процесу.

На користь викладеної точки зору одним з найважливіших доказів Дж. Вільсон вважав розростання континентів уздовж периферії, за рахунок приєднання все нових ділянок до окрайків платформи, які зазнали складчастості і подальшу консолідацію.

Згідно цієї гіпотези важко встановити сучасне положення континентів. Існують і мікроконтиненти (наприклад, о. Мадагаскар), які не мають геосинклінальних структур, що обрамовують цей острів. Не вписується в цю гіпотезу і система серединно-океанічних хребтів. Але саме в цій гіпотезі відображена вся геологічна історія, тому ця теорія має багато прихильників.

Протилежна точка зору розвивається прихильниками теорії "океанізації". Згідно цієї ідеї всі океани, чи принаймні – Атлантичний, Північний Льодовитий і Індійський, а також окраїнні й середземні глибоководні моря, виникли у вигляді вторинних утворень на місці первісної земної кори.

Ця гіпотеза пояснює багато структурних рис будови океанів і материків, але нездоланною перешкодою, з якою дана гіпотеза зустрічається, є питання про механізм знешкодження гранітного шару і загального зменшення товщі земної кори.

Гіпотезу горизонтального переміщення материків, або мобілізму, вперше обґрунтував ще в 1912 році німецький геофізик і метеоролог А. Вегенер. Учений вважав, що частини верхнього шару, тобто земної ко-

ри, повільно плавають на нижньому розплавленому шарі, як велетенські крижини по воді. Він припускав, що багато мільйонів років тому на поверхні Землі існував один велетенський материк Пангея (від грец. – суцільна Земля), оточений океаном Панталасою (від грец. – суцільне море). Згодом цей материк під впливом обертання Землі та притягання Місяця розколовся на окремі частини, які почали розходитися у різні боки. Північна Америка відділилася від Європи, а Південна – від Африки, повільно пересувалися на захід. Індостан також відділився від Африки і рушив на північний схід, Австралія почала відходити на схід, Антарктида на південь.

Обґрунтовуючи свою гіпотезу А. Вегенер виходив, по-перше, з наочної схожості контурів західного й східного берегів Атлантичного океану, схожості їх геологічної будови і загальності передмезозойської фауни і флори Америки і Нового Світу. Важливу роль в обґрунтуванні і затвердженні цієї гіпотези, як і в наступних мобілістських розробках, мало уявлення про Гондвану – гіпотетичний південний материк, який в передмезозойський час об'єднував Африку, Індостан, Антарктиду, Австралію, Південну Америку (570-440 млн років тому). Визнання Гондвани ґрунтувалося на кількох показниках, які вказували на загальність органічного світу і геологічної історії перелічених континентів і Індійського субконтиненту.

Гіпотеза А. Вегенера була зустрінена більшістю вчених спочатку з великим ентузіазмом, невдовзі, проте, помітно втратила своїх прихильників. Геофізиками було доведено, що сил обертання Землі і припливної сили, які А. Вегенер вважав в якості головних рухомих сил материкових брил, безумовно, вкрай не досить для такого руху материків.

Нова активізація мобілістської концепції відбулися протягом 60-70 років XX століття. Синтетичний вигляд неомобілізму отримав гіпотезу у вигляді «нової глобальної тектоніки», її суть ґрунтується, головним чином, на матеріалах геофізичних досліджень дна Світового океану. Ця гіпотеза визначає можливості горизонтальних переміщень досить великих ділянок літосфери (плит) на величезні відстані. Провідний механізм горизонтальних рухів земної кори – це конвекційні явища, що виникають і зазнають розвитку в межах астеносфери. В зонах здійснення конвекційних потоків формуються серединно-океанічні хребти.

Під серединно-океанічними хребтами, як показали дослідження, земна і кора дуже тонка, має меншу щільність, інші магнітні властивості, посилені теплові потоки. Під впливом конвекційних течій магнітної речовини дно розколюється, а його частини розходяться в різні боки. Ученими підраховано, що пересічна швидкість розсування плит на земній поверхні становить до 2 см на рік, а в деяких випадках – до 16-18 см на рік. Уздовж осьової частини хребта, у рифтовій долині, через розломи надрова речовина виходить на поверхню земної кори, потім застигає і твердіє. Встановлено, що такі процеси повторюються багаторазово і щоразу магма виливається на поверхню дна, створюючи базальтову кору. Оскільки надходження нових порцій глибинного, надрового матеріалу одночасно обумов-

лює відтиснення в боки тієї частини плити, що сформувалася раніше, то цей процес взагалі веде до розширення чи розростання океанічного дна – до спрединга. Прихильники цієї гіпотези вважають, що матеріал, піднятий з глибини мантії, поступово відтручується новими порціями магми і через багато мільйонів років досягає материків, де занурюється під них у зоні глибоководних жолобів. В зоні субдукції містяться глибоководні тренчі та інші характерні форми рельєфу. Отже, дно океанів пересувається і постійно оновлюється в рифтових зонах.

Прихильники мобілізму твердять, що впродовж 500-600 млн років материки могли кілька разів сходитись і розходитись, утворюючи в місцях зіткнення гірські системи, такі як Аппалачі, Скандинавські, Уральські гори, Кордильєри, Анди, Гімалаї, Кавказ та інші.

З переміщенням гігантських літосферних плит пов'язані глобальні зміни в природі. Так, вчені вважають, що збільшення об'єму ложа Світового океану завдяки переміщенню материків привело до того, що від останніх етапів мезозойської ери до цього часу рівень Світового океану знизився на 100-200 м; вулкани і землетруси характерні для районів глибинних розломів, які переходять усю земну кору. Якщо уважно розглянути карти світу з підводними вулканами і епіцентрами землетрусів, то можна помітити, що вони збігаються з областями молодих гірських систем, серединних океанічних хребтів та островних дуг Тихого, Атлантичного та Індійського океанів.

Не треба віддавати перевагу і ставити попереду всіх гіпотезу мобілізму по відношенню до всіх інших; її треба розглядати як одну з багатьох, яка може пояснити одно, а в іншому треба розбиратися за допомогою інших гіпотез про походження океанів.

12.3 Світовий океан та його частини

Однією з важливих особливостей Землі, що відрізняє її від інших планет Сонячної системи, є наявність величезних мас води у вільному стані. Так, з усієї маси вільної води на Землі в Світовому океані зосереджено від 93,9 % до 98,3 % (за різними підрахунками).

Океан – частина Світового океану, яка розміщена між материками, має великі розміри, самостійну циркуляцію вод і атмосфери та особливий гідрологічний режим.

За розрахунками І. Суттевої, загальна площа Землі становить 510,08 млн км². При цьому на Світовий океан припадає 71 % поверхні планети, а на сушу – 29 %. Інакше кажучи, на кожен квадратний кілометр суші припадає 2,4 км² води. У північній півкулі на океан припадає 60,7 % всієї поверхні Землі, в південній – 80,9 %. Отже, обидві півкулі, особливо південна, є переважно океанічними.

Світовий океан, хоч і єдиний, проте ділиться на більш-менш самостійні частини, що має істотне значення для розв'язання наукових практичних завдань.

У 1967 р. Світовий океан стали поділяти на чотири частини: Тихий, Атлантичний, Індійський, Північний Льодовитий.

У результаті тривалих досліджень встановлено великі відмінності антарктичних вод від інших океанів і пропонується виділити п'ятий океан – Південний Льодовитий. Але деякі спеціалісти не підтримують цих доводів, виходячи з того, що океани з усіх боків мають оточувати материки і тому відповідні райони Південного Льодовитого океану вони відносять до тихоокеанського, атлантичного та індійського секторів.

Найбільший за площею, об'ємом та глибиною є *Тихий океан*. «Тихий» океан назвав Ф. Магеллан, який жодного разу не потрапив у шторм, перетнувши його в низьких широтах. Але ця назва не відповідає характерові океану. У помірних широтах Північної півкулі шторми переважають усю холодну пору року і часом здійснюються влітку. У Південній півкулі між 40° і 60° пд.ш. сильні вітри нерідко переходять в урагани. Тропічні урагани у південній півкулі спустошують береги островів океанів та завдають шкоди східній частині Австралії. У західній частині океану щороку проносяться тропічні урагани, які іноді захоплюють береги Японських і Філіппінських островів, досягають території Китаю, Корейського півострова і навіть Примор'я.

На частку Тихого океану припадає майже 50 % поверхні Світового океану і трохи більше половини всієї маси його вод. Це разом з тим і найбільш глибокий океан. Переважаючі глибини від 3000 до 6000 м займають 78,9 % його площі. На моря припадає близько 18 % загальної площі океану. Тут знайдена й найбільша глибина Світового океану – Маріанський жолоб (11 022 м).

Атлантичний океан – другий за величиною водний басейн нашої планети. Назву океанові дали стародавні греки за ім'ям міфічного Атланта, який стояв буцімто на краю землі й тримав на плечах небесне склепіння.

Атлантичний океан від Північного полярного кола до берегів Антарктиди простягається на 16 000 км. Між західним узбережжям Мексиканської затоки і східними берегами Чорного моря ширина океану досягає 13 000 км, а у найвужчому місці між мисом Сан-Рокі (у Південній Америці) та узбережжям Сьєрра-Леоне (в Африці) ширина його не перевищує 2 900 км.

Атлантичний океан займає друге місце за своїми розмірами, площа і об'єм якого складають близько 1/4 по відношенню до Світового океану. На переважаючі глибини (3000-6000 м) в цьому океані припадає 71,3 %. Загальна площа морів від усієї акваторії океану – близько 16 %. Найбільша глибина – 8 742 м – жолоб Пуерто-Рико.

Індійський океан – третій за розмірами басейн Світового океану, розташований переважно в Південній півкулі, Назву океанові дав португальський учений С. Мюнстер у 1555 р. у своїй праці «Космографія».

Площа і об'єм Індійського океану дещо перевищують 1/5 від усього Світового океану в цілому. Переважаючі глибини (3000 - 6000 м) складають близько 75,7 %. Загальна площа морів океану – 15 % від усієї площі океану. Максимальна глибина – 7 209 м зареєстрована в Зондському жолобі.

Північний Льодовитий океан – найменший з усіх океанів. Розташований переважно за полярним колом. Серединну частину океану займає Арктичний, або Центральний, полярний басейн.

Північний Льодовитий океан займає навколополярну частину північної півкулі і на півдні обмежений берегами Європи, Азії, Північної Америки.

Північний Льодовитий океан – найменший океан, його площа складає 4,1 %, а об'єм – 1,2 % від усього Світового океану. Тут переважають глибини від 0 до 200 м (42,3 %), глибини більше 3000 м (16,7 %). На частку морів в океані припадає близько 52% всієї поверхні океану. Тому багато вчених вважають цю водойму Середземним морем Атлантичного океану. Найбільша глибина океану – 5 440 м.

Якщо так важко прийти до єдиної думки щодо поділу Світового океану на окремі океани, то складнішою є справа з виділенням морів, заток і проток. За даними Географічного управління виділено 140 морів, заток і проток, з них 44 належить до Атлантичного, 29 – до Північного Льодовитого, 50 – до Тихого і 17 – до Індійського океану.

Але ці показники дуже відносні, бо, наприклад, до складу Середземного моря входять моря, які мають свої назви – Лігурійське, Тірренське, Адріатичне, Іонічне та Егейське. Приблизно така картина і з виділенням морів Філіппінського та Зондського архіпелагів.

Міжнародне географічне бюро та Міжурядова океанографічна комісія ЮНЕСКО виділяють 59 морів.

Море – це невелика частина океану, яка врізається в сушу чи відмежована від нього берегами материків, півостровами та островами і має певні геологічні, гідрологічні та інші риси, що суттєво відрізняються від рис океану.

За розташуванням відносно суші моря поділяються на внутрішні (внутрішньоматерикові та міжматерикові), окраїнні та міжострівні.

Середземноморські – це моря, що мають ускладнений водообмін з океаном через порівняно вузькі протоки.

Внутрішні моря – це замкнуті реліктові моря (озера-моря), які не зв'язані з океаном, (Каспійське і Аральське), їхні води різко відрізняються від океанічних вод.

Міжматерикові моря розташовані між різними материками (наприклад, Середземне, Червоне моря).

Внутрішньоматерикові моря знаходяться всередині одного материка (наприклад, Азовське, Балтійське, Біле).

Окраїнні моря відокремлюються від океану островами чи заходять в материк і мають вільний зв'язок з океаном. Гідрологічний режим цих

морів має більшу схожість з режимом суміжних частин відкритого океану. Це – Баренцове, Чукотське (Північний Льодовитий океан), Берингове, Японське (Тихий океан), Північне (Атлантичний океан) моря.

Міжостровні моря розміщені серед великих островів чи архіпелагів (наприклад, моря Фіджі, Філіппінське, Банду).

Є моря, які розташовані в відкритій часті океану, без ярко виражених меж, прикладом є Саргасове море.

В океанах і морях є ще окремі частини та райони, що відрізняються обрисами, морфологією дна та гідрологічним режимом. Це затоки, бухти, лимани, лагуни, фіорди та протоки.

Затока – це частина океану чи моря, що врізається в сушу і слабо відмежована від океану чи моря (наприклад, Гвінейська в Атлантичному, Аляска в Тихому, Бенгальська в Індійському океані). Затока за гідрологічним режимом мило відрізняється від прилеглого моря чи океану.

Бухта – невелика затока, що чітко відділена мисами чи островами від океану чи моря, добре захищена від вітрів (наприклад, Севастопольська в Чорному морі, Золотий Ріг, Находка – в Японському морі).

Лиман – затока, що відокремлена від моря піщаною косою (пересипом), в якій є вузька протока, котра з'єднує лиман з морем. Частіше лиман – це затоплена частина ділянки річкової долини, найближчої до моря (наприклад, Дніпровський, Дністровський). На гідрологічний режим лиману значною мірою може впливати річка, яка в нього впадає.

Лагуна – це мілководна частина океану (моря), що відокремлена від нього баром, косою, кораловим рифом; часто з'єднується з морем вузькою протокою або декількома протоками.

Губа – затока, що глибоко врізається в сушу (наприклад, Чошська в Баренцовому морі, Обська в Карському).

Фіорд – вузька та глибока морська затока з високими крутими берегами (наприклад, Согнефіорд у Норвезькому морі).

Протока – водний простір, що розділяє дві ділянки суші та з'єднує окремі океани і моря чи їхні частини. Наприклад, Берінгова протока з'єднує Тихий та Північний Льодовитий океани і розділяє Азію та Америку.

Найширшими протоками Світового океану можна вважати безіменні проїздові зони між Африкою і Антарктидою та між островами Тасманією і Антарктидою. З тих, що мають назви найширшою є протока Дрейка, найменша ширина якої 890 км. Найвузьчою протокою є протока Босфор (шириною близько 700 м). Найдовшою протокою вважається Мозамбіцька, задовжки 1 670 км.

Берега океану. Сухопутні й водні простори Землі розділені берегами. Межею між сушею й водоймою служить берегова лінія. Вона являє собою лінію перетинання земної поверхні з поверхнею океану (моря). З боку суші до неї прилягає берег – смуга земної поверхні, на якій є форми рельєфу, створені хвилюванням і прибережними плинами при даному середньому рівні моря. Мілководна прибережна смуга морського дна між

сушею й відкритим морем називається підводним береговим схилом. Його рельєф формується тими ж названими факторами. Сукупність берега й підводного берегового схилу утворить берегову зону. Саме в ній постійно взаємодіють суша й море.

Границею морської берегової зони з боку суши служить лінія, яку досягають заплескоти прибою під час найбільш високого припливу й сильних штормів, а з боку моря – ізобата (лінія рівних глибин), нижче якої припиняється дія хвильових рухів на дні.

Границя континентів і океану становлять 450 тис. км. Вона характеризується тимчасовою мінливістю й змінює своє положення залежно від пори року, штормових умов, фази припливу, атмосферного тиску й багатьох інших причин.

Досить мінливі границі берега й підводного берегового схилу. Вони переміщаються в досить широких межах залежно від тривалості й сили хвилювання, припливів, згонів і нагонів, зміни ухилів поверхні дна й прибережної смуги суши.

Утворення, розвиток і формування берегів відбувається в результаті довгострокового впливу багатьох природних факторів. Формування сучасної берегової зони океанів і морів почалося близько 6 тис. років тому, коли в результаті складних геологічних процесів відбулося настання моря на сушу й пішло затоплення окраїн континентів. Рівень океану підвищувався тоді приблизно на 90-100 м. Відповідно видозмінювались обриси берегів, утворилися їхні різні типи, які із часом перетворювались й трансформувалися.

У цей час все різноманіття берегів систематизоване, створена їхня класифікація по різних ознаках. У цілому вона досить велика й докладна, тому тут можливо обмежитися лише деякими типовими прикладами.

Так, до берегів з *льодовиковим типом розчленовування* відносяться фіордові й шхерні. З берегів *ерозійного розчленовування* треба відзначити ріасові береги. Ріаси – це затоки, що виникли в результаті підтоплення гірських ерозійних долин. Цей тип розповсюджений на Піренейському півострові.

Лиманні береги утворюються при затопленні морем долин рік, що розчленовують прибережні низовини.

Дельтові береги характерні для районів річкових дельт, пов'язаних з морем. Дельти утворюються в результаті виносу ріками уламкового матеріалу.

Біогенні береги формуються в результаті життєдіяльності рослинних і тваринних організмів. До цього типу відносяться очеретяні (Аральське й Каспійського моря), мангрові й коралові береги. Останні два типи берегів поширені в основному в тропічному й екваторіальному поясах.

Техногенні береги характеризуються значною довжиною (до десятків кілометрів) інженерних споруджень для зміцнення й захисту берега від руйнувань.

12.4 Сучасні методи океанологічних досліджень

Океанологія, вивчаючи Світовий океан, вирішує як фундаментальні, так і прикладні господарські завдання. Їх виконання значного мірою залежить від розробки нової потужної апаратури й використання найсучасніших методів досліджень.

Головною особливістю сучасної океанології є використання повністю автоматизованих вимірювальних систем і комплексів із вбудованими мікро-ЕОМ, що дозволяють безпосередньо отримувати інформацію про параметри вод океану і, відповідно, про стан і процеси, що відбуваються в океані.

Основним завданням океанологічних досліджень є вивчення просторово-часової мінливості сукупності параметрів Світового океану. Мінливість полів океанографічних характеристик у просторі вивчається з різної зондуючої і буксируваної апаратури, встановлюваної на надводних і підводних кораблях, підводних апаратах. Дистанційні вимірювальні прилади, що використовують різні діапазони електромагнітного спектру, встановлюються на літаках і штучних супутниках Землі. Часова мінливість течій, температури, солоності вивчається з використанням автоматично працюючої апаратури на автономних буйкових станціях,

У даний час велика увага приділяється розвитку робіт з видобування мінеральної сировини з дна океанів і морів. Розвідка родовищ найчастіше здійснюється з використанням телекерованих апаратів, обладнаних комплексом датчиків, здатних реєструвати широкий перелік показників, таких як аномалії температури, електропровідності, концентрації певних елементів тощо.

Важливу роль у вивченні дна Світового океану та земної кори під ним відігравали й відіграють геофізичні методи досліджень, основними серед яких є сейсмічний, гравіметричний і магнітометричний. Важливим досягненням у розвитку геофізичних методів можна вважати вимірювання глибин ехолотом. Його винайшли американці у 20-х роках минулою століття, а вже перед Другою світовою війною початі застосовувати більш зручний і досконалий ехолот-самописець. Сучасний ехолот здатний надійно вимірювати її автоматично записувати глибини до 10 км.

Накопичення океанологічної інформації і добування нових знань дозволяє вирішувати практичні завдання: вибір району вилову риби, вибір маршруту плавання в льодових умовах, будівництво гідротехнічних споруд і багато інших.

З 80-90-х років 20 ст. діють міжнародні програми, за якими досліджуються взаємодія океану і атмосфери, розвиток берегів, забруднення морської води тощо. Нині діє кілька міжнародних океанографічних організацій, які об'єднують зусилля вчених різних країн світу, координують їхню роботу з дослідження Світового океану. Це – Міжнародна океанографічна комісія, Міжнародна рада з вивчення морів та ін.

На сучасному етапі розвитку суспільства проблема вивчення Світового океану – одна з найважливіших і потребує міжнародного співробітництва, особливо в напрямі використання ресурсів Світового океану, охорони його вод від забруднення. В океанологічних дослідженнях беруть участь українські вчені Морського гідрофізичного інституту та Інституту біології південних морів Академії наук України, використовуючи науково-дослідні судна, океанографічні платформи, буї, острівні та берегові станції тощо. Вчені України особливо детально досліджують Чорне, Азовське, Середземне, Карибське моря, Індійський океан. Вивчення змін в акваторіях морів і океанів, пов'язані з їхнім забрудненням, зумовило створення системи контролю і прогнозування стану морських басейнів.

Серед міжнародних проектів і програм, в яких беруть участь українські дослідники – вивчення біології природних комплексів антарктичних вод, Карибського моря, атмосферних вихорів у тропічних широтах Атлантичного океану та ін.

12.5 Склад морської води

Морська вода – це виключно однорідний розчин, до складу якого входить 96,5 % води, 3,5 % солей, незначна кількість завислих твердих частинок, розчинених газів і органічних сполук.

Хімічний склад морської води, за О.А. Алєкіним, поділяється на п'ять груп.

1. Головні іони. Це одинадцять елементів, що складають 99,98 % за вагою від усіх розчинних солей в океанічній воді. До основних іонів морської води відносяться: хлорид, сульфат, бікарбонат, бромід, фторид, борат, натрій, магній, кальцій, калій, стронцій.

Усі інші елементи знаходяться в морській воді в незначних кількостях (загальний їх вміст не перевищує 0,02 %).

2. Біогенні елементи – це сполуки (азоту, фосфору, кремнію та інших елементів), які переробляються дрібними рослинними організмами – фітопланктоном. Він знаходиться у воді в завислому стані і має здібність до фотосинтезу вуглеводів із двоокису вуглецю і води.

Для того щоб здійснювати реакцію фотосинтезу, фітопланктон повинен залишатись там, де достатньо сонячного світла. Навіть у відносно прозорій морській воді фітопланктон знаходиться у верхніх шарах (100-200 м). Саме в цьому шарі відбувається поглинання біогенних елементів. Фітопланктон утворює основу для харчового ланцюга океану, і біогенні елементи переміщуються вздовж цього ланцюга, по мірі, того як відбувається поглинання їжі – у цілому. У будь-якій з ланок цього ланцюга біогенні елементи можуть знову потрапити до води під час відмирання й розкладу морських організмів, це, звичайно, відбувається в процесі подальшого занурення їх нижче зони фотосинтезу. Таким чином, в океані здійснюється перенесення біогенних елементів зверху вниз – починаєть-

ся з поглинання їх фітопланктоном, у подальшому вони знову потрапляють у воду в розчиненому стані. Для того щоб у зоні фотосинтезу зростання фітопланктону не припинялося, необхідно, щоб біогенні елементи знову потрапили у верхні шари океану. Тому таке важне значення для «родючості» океанічних вод мають зони апвелінгу.

У шельфових морях помірних широт концентрація біогенних елементів більш залежить від пори року, ніж від глибини. Навесні, коли сонячна радіація збільшується фітопланктон починає активно рости. Таке явище називається «весняним цвітінням фітопланктону». Цвітіння може відбуватись майже до повного зникнення у морській воді одного або відразу декількох біогенних елементів, що у свою чергу, викликає призупинення росту фітопланктону. Інколи у морській воді може знову накопичитись достатня кількість біогенних елементів, і тоді розпочнеться повторне, літнє, цвітіння фітопланктону. Це може бути викликано, наприклад, збільшенням прозорості води, що дає можливість сонячному світлу проникати на більші глибини. Узимку, однак, ріст фітопланктону майже не відбувається, і завдяки перемішуванню водної товщі спостерігається перерозподіл біогенних елементів, які в результаті розкладу морських організмів потрапляють у воду від самої поверхні до самого дна. Таким чином, підготовлюється нове весняне цвітіння фітопланктону.

3. Розчинні гази у морській воді: кисень, азот, двоокис вуглецю, аргон, сірководень, вуглеводи та інертні гази.

Розчинені гази – гази, які утворюються за рахунок обміну з атмосферою, біологічної діяльності у воді та інших процесів (кисень, азот, вуглекислий газ, іноді сірководень). Найбільше у морській воді азоту й кисню. *Кисень* надходить у морську воду або з повітря, або в результаті фотосинтезу морських речовин

Витрачається кисень на дихання морських організмів і на окислення різних речовин. На поверхні океану концентрація розчиненого кисню, зазвичай, залишається на постійному рівні насичення або дуже близька до нього, але, оскільки концентрація кисню у воді збільшується зі зменшенням температури, то вона коливається від 4.5 мл/дм³ у тропічних широтах до 8 мл/дм³ і більше у полярних районах. У внутрішніх морях, ізольованих від океану, в нижніх шарах води і заглибленнях океанічного дна часто спостерігається нестача кисню і навіть повне його зникнення.

Двоокис вуглецю поглинається під час фотосинтезу, а виділяється при диханні живих організмів і рослин. Для того щоб пояснити характер розподілу CO₂ в океані, крім цих факторів (а також того, що двоокис вуглецю, що утримується в атмосфері, розчиняється в морській воді), необхідно брати до уваги карбонатну систему. Двоокис вуглецю, взаємодіючи з водою, утворює вуглекислоту. Остання, а також іони карбонату кальцію, що надходять в океани з річками, які протікають, наприклад, по вапняках, вступають у реакцію.

Перенасичення води іонами карбонату кальцію приводить до поглинання його живими організмами, залишки яких відкладаються на дні океану. Нестача насичення води цими іонами викликає розчинення таких осадків. Підвищення розчинності карбонату кальцію зі збільшенням тиску також приводить до помітного падіння вмісту карбонату кальцію в осадах, особливо це помітно на глибині нижче чотирьох кілометрів. Океан, таким чином, є гігантським резервуаром двоокису вуглецю, який завдяки наявності на дні карбонатних осадків дуже ефективно перешкоджає зміні концентрації двоокису вуглецю в атмосфері.

Азот у поверхневих шарах моря знаходиться майже у повній рівновазі з азотом атмосфери. Кількість вільного розчиненого азоту на глибині визначається утворенням і розпадом органічних речовин та діяльністю бактерій.

Сірководень утворюється на дні морів унаслідок процесів розкладу органічних речовин, а також у результаті життєдіяльності бактерій. Цей газ є сильною отрутою для водних організмів. Прикладом зараження глибинних шарів сірководнем є Чорне море, в якому 87 % об'єму води отруєно цим газом.

4. Група мікроелементів – це група елементів з концентрацією менше, ніж $1 \cdot 10^{-6}$. Це мідь, алюміній, залізо, марганець, цинк, барій, радій тощо.

5. Органічні речовини у морській воді поділяють на тверді частинки і розчинні. У водах, що багаті на фітопланктон, кількість розчиненого органічного вуглецю в 7-8 разів перевищує кількість твердих частинок органічного вуглецю, а на великих глибинах – в 1000 разів. Кількість органічного вуглецю коливається у відкритому океані зазвичай в межах 0,2-2,7 мг/дм. Більш значний вміст вуглецю спостерігається в морях, що оточені з усіх боків сушею: у Чорному – 3,3 мг/дм³, у Балтійському – 4,6 мг/дм³, в Азовському – 6,0 мг/дм³.

Гірко-солоний смак – це найхарактерніша особливість морської води. Він обумовлений тим, що більшу частину розчинених у морській воді речовин складає хлорид натрію – звичайна кухонна сіль і хлорид магнію.

Розчинені у морській воді різні мінеральні речовини містяться в ній у вигляді іонів, тому морська вода – це слабкий іонізований розчин, що має слабку лужну реакцію, добру електропровідність, знижену температуру замерзання, підвищену точку кипіння, знижену теплоємність. Морська вода має більшу густину, ніж прісна, погано розчиняє мило, швидко утворює накип у парових котлах, відрізняється від річкових і озерних вод стабільністю хімічного складу.

Сталість складу морської води. Встановлено, що в різних точках Світового океану, незважаючи на мінливість загального вмісту солей, відсоткове відношення між головними складовими елементами морської води завжди постійне. Ця закономірність називається законом сталості сольового складу морської води, яку відкрив у 1884 р. шотландський хімік

У. Дітмар. На основі цього закону можна визначити загальну кількість солей, якщо відома концентрація одного з його складових елементів.

Солоність – це кількість розчинених твердих мінеральних речовин (солей), виражених в грамах, в 1 кг морської води. Тисячна частка величини називається проміле і позначається знаком ‰. Наприклад, якщо солоність океанічної води 35 ‰, то виходить, що в 1 кг цієї води міститься 35 г розчинених речовин.

Величина солоності в одному і тому ж районі Світового океану залежить від ряду факторів: притоку прісних вод, кількості атмосферних опадів, інтенсивності випаровування води, утворення і танення льоду і процесів перемішування вод.

Прибуткову частину водного балансу складають атмосферні опади, які випадають на поверхню моря, прісні води, що приносяться річками, води, які утворюються внаслідок танення морського льоду і, нарешті, притік води з сусідньої водойми. Витратну частину водного балансу складають витрати води на випаровування, на утворення льоду і відтік води до сусідніх водойм. Для деяких морів враховується витрата води на проникнення через дно. Рівняння водного балансу можна записати у такому вигляді:

$$O + S + F_{\text{пр}} = I + F_{\text{від}}, \quad (12.1)$$

де O – кількість опадів, що випадають на поверхню водойми;

S – кількість вод берегового стоку;

$F_{\text{пр}}$ – притік вод із сусіднього басейну;

I – кількість вологи, що витрачається на випаровування;

$F_{\text{від}}$ – відтік води в сусідній басейн за рахунок водообміну.

Рівняння $O + S = I$ умовно називають прісною складовою водного балансу чи прісним балансом.

Якщо $O + S$ більше I , то прісний баланс додатний, тобто величина опадів і вод берегового стоку перевищує витрати на випаровування. Якщо $O + S$ більше I , то прісний баланс від'ємний. У першому випадку виникає зниження солоності води в морі, а в другому – підвищення. Ось чому, наприклад, в екваторіальній зоні, де кількість опадів перевищує випаровування, солоність дещо знижена у порівнянні з пасатними зонами. У пасатних зонах високе випаровування не лімітуються випадінням опадів, тому солоність тут висока.

Солоність в різних місцях, як на поверхні, так і в глибинах океанів і морів, неоднакова. Середня солоність вод Світового океану 35 ‰. На відміну від температури, вміст солей у водах відкритого океану змінюється незначно – від 33 до 37 г на 1 кг води або від 33 до 37 ‰, в морях значно більше – від 2 (у Фінській затоці Балтійського моря) до 42 ‰ (у Червоному морі). Проте вплив солоності на зміну густини істотний. Так,

зміна солоності на 0,1 ‰ приводить до зміни густини приблизно на таку саму величину, що і зміна температури на 1 °С.

Загальна закономірність зміни солоності по широтах під впливом режиму атмосферних опадів і випаровування характерна для всіх океанів: солоність збільшується в напрямку від полюсів до тропіків, досягаючи максимального значення на широті 30° північної півкулі і на широті 20-30° у південній півкулі, а потім знову зменшується до екватора.

В екваторіальному кліматичному поясі між 0 і 10° північної та південної широти, де вітри дуже рідкі (зона штилю) і, незважаючи на високу температуру повітря, випаровування відносно незначне (за рік випаровується шар води близько 1 м), а опадів випадає багато, солоність трохи знижена — від 34 до 33 ‰.

У зоні пасатів (приблизно від 35° до 10° північної широти і від 35° до 10° південної широти) переважає ясна погода без опадів, а постійні сильні вітри при достатньо високій температурі повітря викликають інтенсивне випаровування, до 3 м за рік. В результаті цього солоність в цій зоні змінюється від 36 до 37 ‰.

У помірних широтах в умовах перевищення опадів над випаровуванням солоність близько 35 ‰.

У полярних областях солоність змінюється під впливом танення та утворення криги і становить біля 34-35,5 ‰. Зменшує солоність і приплив річкових вод.

Відносно більш солоні поверхневі води Атлантичного океану (35,3 ‰) на північ та південь від екватора; Тихого – 34,9 ‰, Індійського – 34,8 ‰, Північного Льодовитого океану – 29-39 ‰, біля берегів – 1-10 ‰.

Підвищена солоність Атлантичного океану пояснюється більшою сухістю повітря над Атлантичним океаном, його "більшою континентальністю", що є результатом впливу материків. Підвищена солоність приводить до ущільнення поверхневих вод і сприяє конвективному перемішуванню. Більш значний темп вертикального перемішування приводить до того, що води Атлантичного океану мають більш високу середню температуру і більш низьку температуру поверхневих вод, ніж у Тихому океані.

Широтний розподіл солоності води на поверхні Світового океану порушують течії, річки, лід (табл. 12.1).

Річки опріснюють пригирлові частини океанів і, особливо, морів. Так, опріснюючий вплив Амазонки відчувається на відстані 500-1000 км від гирла. Істотно опріснюють арктичні моря такі річки, як Об, Єнісей, Лена.

У період замерзання води відбувається осолонення води, а навесні, навпаки, внаслідок танення льоду солоність води помітно знижується.

Вертикальна структура вод океану дуже неоднорідна. У Світовому океані виділяють вісім типів зміни солоності по вертикалі. Для двох типів – *полярного* й *субполярного* – властиве збільшення солоності від поверхні до дна. Для трьох типів – *помірного тропічного*, *тропічного* і *ек-*

ваторіального – характерна наявність прошарків зі зниженою солоністю, пов’язаною з поширенням проміжних водних мас субполярного походження; вище і нижче цього прошарку солоність збільшується. Останні три типи – *Індо-Малайський, присередземноморський, північноатлантичний* – зустрічаються в окремих районах, що пов’язано зі специфічним впливом факторів, що визначають солоність вод. Оскільки солоність значно змінюється у верхній частині океану, в шарі товщиною близько 1500-2000 м, проміжний прошарок зі зніженими чи підвищеними її значеннями відмічається в усіх типах, окрім полярного і субполярного.

Таблиця 12.1 – Процеси, що сприяють зміні солоності

Процеси, що приводять до підвищення солоності	Процеси, що приводять до зменшення солоності
Випаровування	Опади
Замерзання морської води	Танення морського льоду
Адвекція (перенос) солоної води течіями	Адвекція опрісненої води течіями
Вертикальне перемішування з більш солоними глибинними водами (процеси турбулентності й динамічної конвекції)	Вертикальне перемішування з менш солоними глибинними водами (процеси турбулентної конвекції)
Розчинення твердих солей біля дна (Суецький канал, Аденська затока)	Материковий стік (річковий, льодовиковий, ґрунтові води)

Солоність морської води визначають за вмістом хлору чи за електропровідністю. Морська вода – це електроліт, тому, чим більше солей у воді, тим більша її електропровідність, тобто менший опір. Найчастіше на практиці використовується визначення солоності за концентрацією хлору, точніше – за хлорністю.

Густина морської води – це її маса в одиниці об’єму (в 1 м^3), вимірюється в кг/м^3 . Густина морської води залежить від температури, солоності, а на глибинах – ще і від гідростатичного тиску. З підвищенням солоності, зниженням температури і підвищенням тиску густина морської води збільшується. В залежності від температури і солоності маса одиниці об’єму поверхневої морської води може значно відрізнятися від маси такого ж об’єму прісної води.

Морська вода відрізняється від прісної, її густина збільшується при зниженні температури упритул до точки замерзання, а температура замерзання морської води нижча за прісну. При солоності 5 ‰ температура замерзання становить – 0,27 °C.

Густина вод більш холодної південної півкулі на $0,0012 \text{ кг/м}^3$ більша за густину поверхневих вод північної півкулі. Найбільшу густину мають поверхневі води Атлантичного океану, а найменшу Тихого. Серед морів найнижча густина у водах Балтійського моря.

В цілому, густина морської води збільшується від екватора до полюсів (до 50-60° широти), і пов'язано це з розподілом температури води. Умовна густина поблизу екватора 22-23 кг/м³, а до полюсів вона збільшується до 26-27 кг/м³. Густина дещо зменшується в більш високих північних широтах у результаті зменшення солоності.

Сезонні коливання густини на поверхні океану незначні, причому максимальні амплітуди простежуються у тропічних районах, де спостерігається найбільший річний хід водообміну.

З глибиною густина морської води в океанах збільшується (пряма стратифікація), чим забезпечується вертикальна рівновага вод. При порушенні прямої стратифікації виникає конвекція і перемішування шарів. Зворотна стратифікація густини – явище дуже короткочасне. Іноді спостерігається повна однорідність шарів – нейтральна рівновага.

Отже, густина морської води з глибиною збільшується. У верхніх шарах часто спостерігається *стрибок*, тобто великий вертикальний градієнт густини. Розрізняють два шари стрибків: *сезонний* і *постійний*. Сезонний шар стрибка ярко виражений у помірних і високих широтах влітку в зв'язку з весняно-літнім прогрівом поверхневих вод. Глибина його залягання декілька метрів або декілька десятків метрів. Взимку він під час охолодження поверхні моря він зникає. *Постійний шар стрибка (або головний «термоклин»)* залягає на значній глибині. Так, наприклад, у Саргасовому морі верхня його межа лежить на глибині 500-600 м, нижня – 1000-1200 м. Існує він протягом року. У помірних широтах має місце як сезонний, так і постійний шари стрибка густини.

За зміною вертикальних градієнтів густини можна виділити чотири шари: *поверхневий* з максимальними градієнтами, *проміжний* з невеликими їх значеннями, *глибинний*, майже однорідний, і *придонний* з деяким збільшенням градієнтів у порівнянні з водами, що знаходяться вище. Різниця між густиною поверхневих і глибинних вод найбільша; сильна стратифікація обмежує опускання вод. У помірних і субполярних широтах зі зменшенням цієї різниці умови для розвитку низхідних рухів стають більш сприятливими. Проте поверхневі води більш легкі, ніж глибинні, і тому занурення їх може бути викликане або динамічними процесами, або охолодженням. Занурення поверхневих вод підсилюється охолодженням, пов'язаним також з від'ємним бюджетом тепла поверхні океану.

Тиск та стискальність. На поверхню океанів постійно діє тиск атмосферного повітря, що дорівнює 1 кг/см². Із зануренням нижче поверхні води до тиску повітря додається гідростатичний тиск, який з глибиною збільшується 1 атмосфери (або 1 бар) на кожні 10 м глибини і в глибоководних жолобах (з глибиною близько 10 тис. м) дорівнює 1000 атм. і більше. Наприклад, на глибині 1000 м кусок дерева під тиском удвічі зменшується в об'ємі, стає більш важким і тоне.

Морська вода під впливом тиску вище розміщених шарів стискується надзвичайно мало. Коефіцієнт стиску морської води менший, ніж

дистильованої води, і зменшується зі збільшенням солоності і температури. Якби вода не піддавалася тиску, то об'єм Світового океану зменшився б на 11 млн км³, а рівень океану піднявся б на 30 м, а це в свою чергу, призвело б до затоплення частини суші площею до 5 млн км².

Значення солоності та густини морської води при вивченні природи Світового океану. Із зниженням температури густина солоної морської води збільшується. Під час осіннього та зимового охолодження вода на поверхні моря стає більш важкою, більш щільною. З подальшим охолодженням поверхнева морська вода, як більш щільна, занурюється і перемішується з більш теплою та легкою глибинною водою. Ця особливість морської води сприяє пом'якшенню клімату Землі в полярних та приполярних областях: морська вода солоністю 15 ‰ замерзає при температурі -1,9 °C, відносно тепла поверхня води тривалий час стикається з атмосферою, і тепло надходить до повітря.

Солоність морської води підсилює конвекцію (вертикальне перенесення) вод Світового океану, тому що густина води на морській поверхні збільшується не тільки при зниженні її температури, а й при випаровуванні та льодоутворенні. Вертикальна циркуляція в океанах і морях захоплює не тільки поверхневі шари води завдяки їх солоності, а й шар значно більшої потужності. Повітря одержує із солоних вод Світового океану набагато більше тепла, ніж воно отримало б, якби океанічні води були прісними. Окрім того, занурюючись, поверхнева солона морська вода несе з собою в глибину поглинутий з повітря кисень, необхідний для різних тварин і рослин.

Від солоності залежить інтенсивність замерзання морської води і розвиток льодових явищ в океанах і морях.

Горизонтальний і вертикальний розподіл густини морської води сприяє горизонтальній та вертикальній циркуляції вод. Якщо відомий вертикальний розподіл густини морської води, то можна визначити напрямок і швидкість течій, а також стійкість тієї чи іншої водної маси: якщо маса нестійка, то більш щільна вода лежить вище менш щільної, і води будуть переміщуватися (вертикальна циркуляція).

12.6 Температурний режим океану

Однією з найважливіших фізичних характеристик морської води є її температура. Головним джерелом теплової енергії є сонячна радіація. *Інші джерела теплової енергії це:*

- енергія припливів і відпливів;
- внутрішнє тепло Землі;
- тепло, яке утворюється при окисленні органічних речовин, інших хімічних реакціях;
- тепло, яке виділяють радіоактивні речовини, що знаходяться в океанах і морях;

- теплообмін поверхневих шарів вод океанів і морів з атмосферою;
- конденсація вологи;
- випадіння теплих опадів;
- теплі течії.
- виділення скритої теплоти при льодоутворенні.

Охолоджується вода:

- при випаровуванні;
- при випромінюванні теплової енергії в атмосферу;
- при конвективному теплообміні між морем і атмосферою,
- при випадінні холодних опадів;
- при перемішуванні поверхневих шарів з глибинними холодними водами;
- при згоні поверхневих теплих вод вітрами;
- внаслідок холодних течій.

Температура поверхневих вод Світового океану. Максимальна температура поверхневих вод Світового океану знаходиться в шарі товщиною від 0,5 до 1 м біля екватора, до полюсів вона зменшується. Однак зона максимальних температур – термічний екватор – в океані знаходиться поміж 5 і 10° північної широти. Це пояснюється нерівномірним розподілом води і суші на Землі, їх різною теплоємністю і теплопровідністю. Максимальні температури вод в області термічного екватора від +27 °С до +29 °С. Найнижчі – у полярних широтах (до -2 °С).

Розподіл температури води на поверхні океанів і морів має зональний характер: температура поступово знижується від екватора до полюсів. Вплив материків і течій порушує цю зональність. В екваторіально-тропічних широтах температура води в районі східного узбережжя на 2-3 °С нижча від температури води поблизу західних берегів. Цьому сприяють пасати, які зносять поверхневий шар від східних берегів, а на їхнє місце піднімаються холодні глибинні води.

Середня температура поверхневих вод Світового океану становить +17,54 °С, що перевищує на 3,1 °С середню температуру повітря на земній кулі (+14,5 °С), внаслідок чого океан впливає на теплові процеси в атмосфері. Найтепліший Тихий океан, середня його температура +19,37 °С, в Індійському океані +17,27 °С, в Атлантичному +16,35 °С, у Північному Льодовитому океані – 0,8 °С. Найвища температура океанічних поверхневих вод (+35,6 °С) у Перській затоці та Червоному морі, а найнижча (-2 °С) – у водах Арктики і Антарктики.

У Південній півкулі Світовий океан приблизно на 3°С холодніший, у північній, через вплив Антарктиди. З цієї причини і термічний екватор зміщений на північ від географічного.

Температура поверхневих вод морів залежить від фізико-географічних умов, в яких знаходиться те або інше море. Так, влітку те-

температура води у Чукотському морі $+1,6^{\circ}\text{C}$, а в Аральському, Каспійському, Чорному та Азовському морях $+20^{\circ}\text{C}$.

У морях більш високих широт взимку від'ємні температури, і ці моря частково або повністю замерзають. У морях низьких широт (від 35° північної широти) температура поверхневої води протягом року відносно висока.

Розподіл температури води на глибинах Світового океану.

Температура води по-різному розподіляється в океанах і морях на різних широтах, а також в західних і східних частинах океанів.

Теплова енергія Сонця практично повністю вбирається верхнім 10-20-сантиметровим шаром води. За тихої погоди тепло проникає на глибину завдяки молекулярній дифузії, тому влітку в морях і океанах утворюється тонкий шар теплої води, нижче якого залягає холодна. Холодну і теплу воду розділяє шар різкої зміни температури – так званий *термоклин*, або шар температурного стрибка. Під дією вітру вода перемішується, і термоклин займає більшу глибину.

Для океану типова трьохшарова структура: у верхньому (перемішаному) шарі товщиною від 20 до 200 м температура однакова, в наступному шарі (термоклин) вона різко знижується, нижче термоклину і майже до дна температура знижується повільно. На глибинах нижче 3000 м вона становить $0-2^{\circ}\text{C}$. Біля самого дна температура трохи підвищується за рахунок теплового потоку від підстилаючої кори і досягає $+1,4 - +1,8^{\circ}\text{C}$, а в полярних областях – нижче 0°C .

Полярні води до глибини 50-100 м охолоджуються, на глибині до 250-500 м вони стають теплішими, а потім до дна – температура поступово знижується.

В *арктичних* широтах температура в поверхневому шарі $-1,6^{\circ}\text{C}$, на глибині 50 м – $1,8^{\circ}\text{C}$, потім на глибині від 200 до 500 м вона підвищується до $+3^{\circ}\text{C}$ завдяки впливу глибинних теплих вод Атлантичного океану, а потім знову зменшується до 0°C і навіть нижче.

У межах 45° північної широти і 45° південної широти у відкритій частині океану температура зменшується з глибиною.

У *субтропічних широтах*, де переважають антициклональні циркуляційні системи, утворюються зони сходження поверхневих вод – *конвергенції*. Зони розходження поверхневих вод називають зонами *дивергенції*.

Зміна температури води океану в часі. Зміна температури води в часі залежить головним чином від зміни кількості сонячної радіації. У зв'язку з цим розглядається *добовий* і *річний* хід температури води. Окрім того, на добові і річні зміни температури води впливають погодні і гідрологічні умови, від яких залежать процеси випромінювання, випаровування, перемішування вод.

Добові коливання температури води на поверхні океану незначні ($0,2-0,3^{\circ}\text{C}$), найбільша їх амплітуда в районі тропіків ($0,4-0,6^{\circ}\text{C}$), а до полюсів вона зменшується.

Річні зміни температур відрізняються від добових більш значними амплітудами і поширенням коливань температури до значних глибин. У річному ході температура поверхні більшої частини океану в північній півкулі досягає максимуму в серпні і мінімуму в лютому, а в південній півкулі – відповідно в лютому і серпні.

Вплив температури води на процеси, що відбуваються у Світовому океані. Температура води є однією з найважливіших фізичних характеристик Світового океану, що впливає на природні та біологічні процеси і явища, які відбуваються в океані та атмосфері Землі. Від температури і солоності води та її розподілу залежить рух водних мас, існування теплих і холодних течій в океанах та морях. Знаючи розподіл температури і солоності морської води на поверхні та глибинах, можна скласти спеціальні карти поширення течій в даному районі. Стан температури поверхневих вод моря і температури повітря впливає на утворення туману на морі і взагалі на взаємодію океану і атмосфери, а отже, на клімат і погоду.

З температурою морської води пов'язано її замерзання, розвиток льодових явищ на морі і обледеніння суден. Температура води, поряд із солоністю і вмістом кисню у воді, визначає умови існування риб та інших мешканців моря. Від температури і солоності морської води залежить її густина, яка впливає на осадку морських суден. Моряки враховують це в судноводінні.

Температура і солоність впливають також на швидкість поширення в ній звуку. Це необхідно враховувати під час роботи з ехолотами та іншими гідроакустичними приладами на морі.

12.7 Водний баланс Світового океану

Загальне рівняння водного балансу Світового океану має вигляд:

$$x_0 + y_0 = Z_0 \pm \Delta W, \quad (12.2)$$

де x_0 – середня багаторічна сума опадів, що випали на поверхню океану;
 y_0 – середній багаторічний стік із суші;
 Z_0 – середнє багаторічне випаровування з поверхні океану;
 $\pm \Delta W$ – зміна рівня чи об'єму океану.

Особливості розподілу опадів, випаровування та різниці між ними такі:

- збільшення опадів і випаровування – від полярних до низьких широт;
- існування трьох зон перевищення опадів над випаровуванням: у високих широтах північної півкулі (арктичний і частково помірний кліматичний пояси), у високих широтах південної півкулі (арктичний і частково помірний кліматичний пояс) та в екваторіальних і субекваторіальних кліматичних поясах північної півкулі.

Треба зазначити, що розчинені в океанській та морській воді органічні й неорганічні елементи та сполуки становлять хімічні ресурси Світового океану. В океанах та морях є всі природні елементи. Концентрація тільки кількох елементів перевищує 1 г/л. До них відносяться хлористий натрій (27,2 г/л), хлористий магній (1,7 г/л), сірчаноокислий кальцій (1,3 г/л). Сірчаноокислого калію, вуглекислого кальцію, бромистого магнію та деяких інших речовин міститься менше 1 г/л.

Тільки 16 елементів знаходяться в океані у кількості понад 0,1 мг/л, вміст інших вимірюється сотими й тисячними частками міліграма на літр води. Серед них срібло, цинк, мідь, уран, золото та інші елементи.

Таким чином, хімічні ресурси Світового океану можна вважати практично невичерпними: вони забезпечать потреби людства на багато століть, враховуючи, навіть, їхнє зростаюче використання. Практично незмінний хімічний склад вод у Світовому океані зумовлює повсюдність хімічних ресурсів в океанічному середовищі. Тим часом досі використовуються тільки ті хімічні ресурси Світового океану, видобування яких економічно вигідне порівняно з їхніми наземними аналогами.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: Світовий океан, океанологія, спредінг, океан, море, середземноморські моря, внутрішні моря, міжматерикові моря, внутрішньоматерикові моря, окраїнні моря, міжострівні моря, затоки, бухти, лимани, лагуни, фіорди, протоки.

Питання для самоконтролю

1. Що є об'єктом і завданням дослідження океанології?
2. Які фактичні данні використовуються в океанології для вивчення природних процесів у Світовому океані?
3. Охарактеризуйте основні напрямки прикладних досліджень океанології.
4. Охарактеризуйте головні гіпотези походження і розвитку океанів.
5. Дайте визначення поняттю «океан» і наведіть складові частини світового океану.
6. Яким чином класифікуються моря за розташуванням відносно суші?
7. Визначте частини/райони океанів і морів, що відрізняються обрисами, морфологією дна та гідрологічним режимом.
8. На які групи поділяється хімічний склад морської води за О.А. Алєкіним?
9. Охарактеризуйте значення солоності та густини морської води при вивченні природи Світового океану.

10.Визначте основні джерела енергії, що визначають температурний режим океану.

11.Охарактеризуйте особливості зонального та вертикального розподілу температури води на поверхні океанів і морів.

12.Охарактеризуйте вплив температури води на процеси, що відбуваються у Світовому океані.

ЛЕКЦІЯ № 13. ДИНАМІКА ВОД СВІТОВОГО ОКЕАНУ

План

13.1 Водні маси Світового океану

13.2 Рівень Світового океану

13.3 Особливості хвилювання в океанах і морях

13.4 Океанічні течії та їх класифікація

Завдання на самопідготовку

13.1 Водні маси Світового океану

Вперше термін "водні маси" був застосований в 1929 р. австрійським вченим А. Дефантом. На сучасному етапі А. Д. Добровольський дав наступне визначення *водної маси*: «*Водною масою* називають порівняно великий об'єм води, що формується в певних районах Світового океану, впродовж тривалого часу, має стійкі фізичні (температура, колір, густина), хімічні (солоність, вміст газів) та біологічні властивості і рухається, як одне ціле».

В кожній водній масі виділяють її *ядро* з найбільш вираженими показниками температури, солоності, густини. Від ядра до зовнішніх меж водної маси значення показників змінюється, але в допустимих значеннях для даної водної маси. Зміна і трансформація значення показників проходить під впливом трьох причин:

1) переходу з однієї кліматичної зони в іншу – *зональна трансформація*. Зональна трансформація пов'язана з рухом за меридіаном (теплі-холодні течії);

2) зміна зовнішніх умов в районах розміщення водної маси – *сезонна трансформація*. Сезонна трансформація пов'язана не з переносом водної маси, а з сезонними змінами гідрометеорологічних характеристик на місцях. Цю заново створену водну масу називають зимовою або літньою .модифікацією;

3) змішування із сусідніми водними масами – *трансформація змішування*. Унаслідок перемішування двох водних мас формується третя, з проміжними характеристиками. Ця трансформація може відбуватися поступово, якщо між водними масами немає різкої межі (Канарська течія і Саргасове море) або різке розмежування (Лабрадорська течія і Гольфстрім).

Водні маси Світового океану поділяють на *основні* та *вторинні*. *Основні водні маси* займають великі простори і мають однорідну будову на великій відстані. Основні водні маси в свою чергу поділяють на: екваторіальні, тропічні, субтропічні, субполярні та полярні водні маси.

Екваторіальні водні маси мають високу температуру (+26-28 °C), незначну солоність і густину, малий вміст кисню і фосфатів.

Тропічні водні маси займають найбільші простори. Для них характерні порівняно високі температура (+18-27 °C), солоність, густина, але вони дуже бідні на кисень.

Субтропічні водні маси найсолоніші (35-37 ‰, в них значно більше кисню, ніж у попередніх типах, і зовсім мало фосфатів.

У полярних і субполярних водних масах із зростанням географічної широти температура і солоність знижуються, а густина, вміст кисню і кількість фосфатів збільшуються.

Вторинні водні маси – це води зміщення основних водних мас, наприклад, Середземноморська водна маса в північній частині Атлантичного океану. Також водні маси поділяють по кожному океану, по півкулям (північні, південні), по довготі (західні, східні) і по вертикалі.

У вертикальному напрямі розрізняють чотири структурні водні зони: *поверхневу, проміжну, глибинну, придонну*.

Поверхнева зона, нижня межа якої залягає на глибині 100-200 м, надзвичайно динамічна. Мінливість властивостей її вод зумовлена сезонними коливаннями температури і вітровим хвилюванням. Об'єм води в цій зоні 68,4 млн км³, або 5,1 % від загального об'єму Світового океану.

У *проміжній зоні* (200-2000 м) поверхнева циркуляція води з її широтним перенесенням речовини та енергії змінюється глибинною, в якій переважає меридіональне переміщення водних мас. У високих широтах до цієї зони належить шар теплої води, що проникає сюди з низьких широт. Об'єм води в проміжній зоні 414,2 млн км³, або 30 %.

Глибинна зона (2 000-4 000 м) – зона меридіонального переміщення води та енергії, водообміну між океанами. В ній зосереджено понад половину (50,7 %) усієї водної маси океанів – 680,0 млн км³.

Придонна зона (понад 4000 м) утворюється водами полярного походження. Товща цієї води залежить від рельєфу дна, але найпотужніша вона в Антарктиці через високе положення тут її верхньої межі. Об'єм води у придонній зоні – 176,3 млн км³, або 13,2 %.

Між різними водними масами формуються так звані *гідрологічні фронти*. Це вузькі смуги розмежування різних водних мас або океанічних течій, в яких найбільші горизонтальні градієнти температур, солоності, густини та інших океанографічних характеристик. Вони супроводжуються контрастами кольору води, нагромадженням сміття, піни. Мають ширину від 20 м до 1000 м. Область, усередині якої змінюється положення океанічного фронту, називають *фронтальною зоною*.

13.2 Рівень Світового океану

Рівень моря – це положення вільної поверхні води океанів і морів, що вимірюється по прямовисній лінії відносно умовного початку підрахунку.

Світовий океан перебуває в безперервному русі і його поверхня ніколи не залишається спокійною, вона зазнає постійних горизонтальних і вертикальних переміщень водних мас. Їхній рівень змінюється під впливом таких факторів: вітрового нагону і згону води, припливів та відпливів, течій, зміни атмосферного тиску і щільності води, поверхневого випаровування, випадіння опадів, стоку річкових вод, підводних землетрусів і виверження вулканів. У прибережній зоні океанів і морів із тієї або іншої причини рівень моря змінюється від 10 до 15 м й більше, а у відкритій частині моря ці величини значно менші.

Особливості коливання рівня Світового океану.

Учені виділяють періодичні, неперіодичні та вікові коливання рівня Світового океану.

Періодичні коливання бувають; припливно-відпливні; коливання, що виникають у результаті річного ходу опадів, випаровування і стоку річкових вод; коливання, що пов'язані з періодичною зміною напрямку вітру (наприклад, у районах дії мусонів).

Неперіодичні коливання викликаються випадковими змінами напрямку і швидкості вітру, величини опадів, випаровування і стоку, тимчасовими течіями, неперіодичними змінами атмосферного тиску, густини води та іншими випадковими причинами.

Вікові коливання відбуваються внаслідок незначних вертикальних рухів материків, зміни гідрологічного режиму в басейнах, що живлять річки і в результаті танення льодовиків.

Фактичній дійсний рівень моря в кожному місці – це непостійна величина, як і рівень Світового океану в цілому. Тому на основі багаторічних систематичних спостережень за рівневою рейкою (футштоком) і за записами самописців визначають середній багаторічний рівень моря, що є відрахунковою поверхнею (еталоном, основним горизонтом) для вимірювання висот точок Землі на суші і глибин в океанах і морях. У країнах СНД – це *нуль Кронштадтського футштока*, який було встановлено ще у 1840 р. російським ученим М.Ф. Рейнеке. Його висота наближена до середнього рівня Балтійського моря, який вище, ніж рівень інших морів, що з'єднуються зі Світовим океаном лише на 0,02 м. У Великобританії, наприклад, за нуль глибини приймають середній рівень малих сизигійних вод – під час припливів і відпливів.

13.3 Особливості хвилювання в океанах і морях

Повного спокою в океані не буває. У результаті дії різних природних сил на води океанів і морів виникають коливальні (хвильові) і посту-

пальні рухи (течії) часток води. Поширення коливальних часток у морській воді називається хвильовим рухом або хвилями. *Морські хвилі* являють собою періодичні коливання навколо положення своєї рівноваги.

Морські хвилі за походженням бувають:

- *вітрові* – викликані вітром;
- *припливно-відпливні* – виникають під дією гравітаційних сил Місяця та Сонця;
- *анемобаричні* – з'являються зі зміною атмосферного тиску;
- *сейсмічні (цунамі)*, що виникають у результаті динамічних процесів у земній корі (землетруси, вулканічні виверження);
- *корабельні* – утворюються під час руху корабля.

За формою хвилі розрізняють на *поступальні* (хвилі, в яких спостерігається видиме переміщення хвилі) і *стоячі* (сейші), у яких такого переміщення не буває. Найбільш простий вид сейші виникає тоді, коли рівень води піднімається біля одного краю водойми і одночасно знижується біля іншого. При цьому вздовж його середини частки води вертикально не переміщаються. Це місце називають вузлом сейші. Сейші бувають двовузлові, тривузлові тощо. Виникають вони за різними причинами. Наприклад, під час згону та нагону води. Коли із зупиненням вітру в басейні починається коливання рівня у вигляді стоячих хвиль. У невеликих басейнах сейші можуть виникати під час проходження кораблів.

За розміщенням у потоці хвилі поділяють на *поверхневі* хвилі, що утворюються на поверхні моря; *внутрішні*, що виникають на деякій глибині і майже не проявляються на поверхні.

По співвідношенню довжини хвилі і глибини моря хвилі поділяють на *короткі* (у яких довжина хвилі менше глибини моря) і *довгі* (у яких довжина хвилі більша глибини моря).

У морських хвилях розрізняють такі елементи:

- *гребінь хвилі* – найвища точка хвильового профілю;
- *підощва хвилі* – найнижча точка хвильового профілю;
- *висота хвилі* – відстань по вертикалі від підощви до гребня хвилі;
- *довжина хвилі* – відстань по горизонталі між двома гребенями послідовних хвиль (чи між двома послідовно розміщеними найнижчими точками в напрямку розходження хвиль);
- *крутість* – відношення висоти хвилі до її довжини;
- *період* – проміжок часу між проходженням двох суміжних гребенів хвиль через одну і ту саму фіксовану точку; визначають і як проміжок часу, за який хвиля проходить свою довжину;
- *фронт* – лінія, яка проходить уздовж гребеня хвилі і перпендикулярна до напрямку переміщення хвиль;
- *хвильовий промінь* – лінія, яка перпендикулярна до фронту хвилі;
- *напрямок поширення* – це кут між північним напрямом магнітної стрілки і напрямом руху хвилі.

За формою хвилі поділяються на двомірні і тримірні. *Двомірні* хвилі мають значну протяжність гребеня, в багато разів довшу за довжину хвилі і являють собою чітко розрізнені довгі хвилі, що йдуть одна за одною. *Тримірні* хвилі не утворюють паралельних валів і мають довжину гребеня, яка відповідає довжині хвилі. Гребень і підшва тримірної хвилі розташовані без визначеної системи, частіш за все у шахматному порядку.

Вітрові хвилі – це складні тримірні коливальні рухи водної поверхні, викликані вітром, утворюються внаслідок переносу енергії від атмосфери до води. Розміри океанічної хвилі залежать від швидкості, тривалості вітру, а також від просторів, на яких діє вітер. Як наслідок, на поверхні води навіть при швидкості вітру 1 м/с утворюються маленькі хвилі висотою, яка вимірюється в міліметрах, та довжиною в сантиметрах. Ці хвилі мають вигляд рябизни. Оскільки існування таких хвиль пов'язане з поверхневим натягом, їх називають *капілярними*.

Якщо вітер проходить над поверхнею короткочасним поривом, то утворені ним плями рябизни зникають із затуханням вітру. Якщо вітер стійкий, то капілярні хвилі збільшуються за розмірами, перш за все, по довжині. Зростання хвиль приводить до їх об'єднання у групи та подовження їх до декількох метрів. Хвилі стають *гравітаційними*.

Якщо гребні та підшви розташовуються паралельно і на рівній відстані одне від одного, то утворюються *правильні (двомірні) хвилі*. А коли водночас існують декілька систем хвиль, то це буде *неправильне тримірне хвилювання*. Величезні площі сильного хвилювання розташовані в помірних широтах («ревучі сорокові»). Найдовші хвилі (близько 800 м) спостерігаються біля південних берегів Британських островів і в екваторіальній частині Атлантичного океану, найвищі (3-4 м) посередині північної частини Тихого океану. Гігантські хвилі спостерігаються також біля південних берегів Африки.

Під час швидкої зміни напрямку вітру, наприклад, у циклоні, зіштовхуються хвилі, які надходять з різних сторін, і утворюють особливий вигляд хвилювання – *товкотнеча*.

Трансформація хвиль відбувається також і під час надходження їх до берега. Коли хвилі надходять до мілководдя, то тертя об дно знижує швидкість їх руху, збільшується висота і крутизна. У берегів це приводить до виникнення прибою. *Прибій* – це піністі вали, які утворюються під час набігання хвиль на пологий берег.

При пологому дні і крутому високому березі гребінь ударяє в берег, і вода скидається вгору, утворюється *скид*.

Якщо неподалік від урізу води на дні є гряда з меншими глибинами (наприклад, рифи), то хвиля, не доходячи до урізу, руйнується і утворює *бурун*.

Висота хвилі, яку здійсмає вітер, різна. Найбільша із зареєстрованих була зафіксована 6 лютого 1933 р. в центральній частині Тихого океану.

Вона становила 34 м. Великі хвилі породжуються також тропічними циклонами і штормами.

Учені досліджують хвилі, щоб запобігти їх руйнівній силі. На підставі численних досліджень складено карту зон максимального хвилювання Світового океану. Дві такі зони виявлено, зокрема, в Північній Атлантиці. Одна з них знаходиться поблизу східного узбережжя Північної Америки. Тут бувають хвилі заввишки 20 м. Друга, з хвилями до 16 м, лежить на захід від Шотландії. Центр найдовших (800 м) хвиль Тихого океану знаходиться в його північно-західній частині.

Карта центрів максимального хвилювання має велике практичне значення для мореплавства. Користуючись нею, судна обминають небезпечні штормові райони. Особливо важливо це для перевезення вантажів, що не витримують хитавиці.

Внутрішні хвилі виникають під дією припливоутворюючих сил Місяця й Сонця, вітру, атмосферного тиску. Тому серед цих хвиль виділяють *припливні, метеорологічні та інерційні*.

Океан охоплює хвилювання навіть при спокійній поверхні. В його товщі виникають внутрішні хвилі, досить значні за амплітудою і поширенням. Утворюються вони на межі двох різних за густиною шарів води і набагато вищі від поверхневих, але поступаються їм за швидкістю. На поверхні моря внутрішні хвилі не видні, їх виявляють завдяки ретельним вимірюванням температури, солоності й густини.

Відомо, до яких катастрофічних наслідків призводять *цунамі*. Вони виникають не лише через землетруси або виверження на дні океану, а й спричиняються виверженнями на суходолі. Судно може відчувати хвилювання тільки як поштовх в днище в початковий період і тільки в тому випадку, якщо воно знаходиться над ділянкою деформації дна. Тільки у берега відбувається сильна деформація хвилі, росте її висота, і вона накатується на сушу велетенським валом. Цунамі частіше за все бувають у берегів Японії, Чилі, Перу, Алеутських та Гавайських островів. Вони мають дуже велику швидкість поширення – до 800 км/год.

13.4 Океанічні течії та їх класифікація

Води океану знаходяться у постійному русі. В океанах існує генеральна система течій з невеликими відокремленнями її від середнього географічного положення та інтенсивності. Течії відіграють велику роль у процесі розподілу тепла на Землі. Не випадково О. Воєйков назвав морські течії «трубами водяного опалення» земної кулі. Величезні маси води рухаються серед океанів і залежно від того, де вони починаються, несуть із собою тепло або холод.

Течії – це поступальні горизонтальні рухи, які пов'язані з переміщенням значних об'ємів води на великі відстані. Окрім постійних течій, можуть виникати вітрові або припливно-відпливні, які мають періодич-

ний характер. Постійні течії виникають, наприклад, під дією постійних вітрів (пасати). Тимчасові вітри виникають внаслідок зміни вітрів, нерівномірного розподілу опадів тощо.

Сили, які викликають морські течії, визначаються як *гідрометеорологічними*, так і *астрономічними* факторами.

До *гідрометеорологічних факторів* відносять:

- щільнісна сила, яка утворюється різницею щільності води внаслідок нерівномірності в розподілі температури та солоності;
- нахил рівня моря, який виникає внаслідок надлишку або нестачі води в тому чи іншому районі;
- нахил рівня моря, викликаний змінами розподілу атмосферного тиску, який створює зниження рівня в області підвищеного тиску та підняття його в області зниженого тиску;
- тертя вітру об поверхню води моря і тиск вітру на тилову частину хвиль.

До *астрономічних факторів* відносять припливно-утворювальні сили Місяця та Сонця.

Частіше за все на течії впливають декілька сил одночасно. Так, наприклад, Гольфстрім може бути одночасно густиною, вітровою, стоковою течією.

На виникнення течій діють і так звані вторинні сили. Це:

- сила Коріоліса, яка відхиляє течії в північній півкулі вправо, а в південній – вліво від напрямку течії;
- сила тертя, що сповільнює рух водних мас;
- відцентрова сила (для криволінійних течій).

Поверхневі течії, що спричинені вітрами, відхиляються від напрямку вітру на кут 45° у північній півкулі вправо, а у південній – вліво. Пасатні течії мають напрямок зі сходу на захід, а вітри, що їх викликають ці течії дмуть у північній півкулі з північного сходу на південний захід.

Течії поділяють:

1. За походженням (генетична класифікація):

Фрикційні виникають завдяки дії вітрів, виділяють вітрові та дрейфові;

а) *Вітрові* течії – викликаються короткочасними та нетривалими вітрами, в них не створюється нахил рівня.

б) *Дрейфові* течії – викликаються вітрами, діючими тривалий час, вони приводять до нахилу рівня та появи градієнта тиску, який визначає виникнення в прибережних районах глибинної градієнтної течії. До них відносять такі течії: Північні пасатні, Південні пасатні, течії Західних вітрів тощо. Дрейфові течії охоплюють поверхневий шар води, товщиною 100-200 м.

З глибиною напрям і величина течії змінюються, причому на деякій глибині, яку називають глибиною тертя, течія спрямовується в протилежний бік від поверхневої течії. На глибині, яка дорівнює глибині те-

ртя, швидкість течії дуже уповільнюється і становить лише 4 % швидкості поверхневої течії.

Градiєнтно-гравітаційні течії виникають внаслідок нахилу фізичної поверхні моря, викликаного різними факторами – це густині, бароградієнтні та стокові течії.

а) *Густині* течії утворюються внаслідок нерівномірного горизонтального розподілу густини води на одній і тій самій глибині. Ці течії широко поширені не тільки у поверхневому шарі, а й в глибоких шарах океану, де дрейфові течії затухають.

б) *Бароградієнтні* течії виникають внаслідок зміни розподілу атмосферного тиску, який приводить до зниження рівня в областях підвищеного тиску та підвищення його в областях зниженого тиску.

в) *Стокові* течії утворюються в результаті нахилу поверхні моря, який виникає внаслідок притоку берегових вод (Карське і море Лаптевих), атмосферних опадів, випаровування, притоку вод з інших басейнів або стоку вод в інші райони.

г) *Компенсаційні* течії утворюються внаслідок порушення рівноваги: за рахунок зменшення або відтоку вод з одного району в інший під впливом згінно-нагінної циркуляції та інших факторів.

Припливно-відпливні течії виникають під дією припливно-утворювальних сил Місяця та Сонця. Найбільшу швидкість ці течії мають у вузьких протоках (до 22 км/год.), а у відкритому океані – до 1 км/год.

Інерційні течії – це залишкові течії, які спостерігаються після закінчення дії усіх збуджуючих рух факторів. На частинки води в інерційній течії діють тільки дві зрівноважені сили – Коріоліса та відцентрова.

2. За глибиною розміщення:

1) *поверхневі* (до 100 м)

2) *придонні* (прилеглі до дна)

3. За тривалістю існування або стійкістю:

1) *постійні* – це течії, які зберігають середнє значення швидкості та напрямку тривалий час. Вони змінюються по сезонах року або не змінюються. Це Гольфстрім, Куросіо, пасатні та інші;

2) *періодичні* – течії, які змінюють свої елементи протягом часу з визначеним періодом (припливно-відпливні);

3) *тимчасові течії* – виникають під дією тимчасових вітрів, різких раптових змін атмосферного тиску, випадіння опадів.

4. За фізико-хімічними властивостями можуть бути:

1) *теплыми;*

2) *холодними;*

3) *розпрісненими;*

4) *солоними;*

5) *нейтральними.*

Раз на 7 років до узбережжя Перу підходить тепла течія, яка замінює холодну Перуанську течію. Цю течію називали «Ель-Ніньо» («немовля»), тому що вона приходить на Різдво.

5. За характером руху поділяють на:

- 1) *прямолінійні;*
- 2) *криволінійні;*
- 3) *циклонічні;*
- 4) *антициклонічні.*

6. За масштабом явища:

1. *мікротечії;*
2. *мезотечії;*
3. *макроциркуляційні системи.*

Дослідження динаміки вод у Світовому океані дуже важливо з точки зору забезпечення безпеки життєдіяльності людей і попередження надзвичайних ситуацій екологічного і природного характеру.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: водна маса, основні та вторинні водні маси, структурні водні зони, гідрологічні фронти, рівень моря, сейші, морські хвилі, вітрові хвилі, прибій, скид, течії.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю «водні маси» і охарактеризуйте особливості ядра і зовнішніх меж водної маси.
2. Охарактеризуйте передумови зміни і трансформації показників водної маси.
3. На які типи поділяються основні водні маси?
4. Які структурні водні зони розрізняються у вертикальному напрямі?
5. Охарактеризуйте основні та вторинні водні маси.
6. Визначте причини коливання рівнів океанів і морів.
7. Охарактеризуйте особливості коливання рівня Світового океану.
8. Яким чином класифікуються морські хвилі за походженням та формою.
9. Які елементи розрізняють у морських хвилях?
10. Охарактеризуйте особливості проявлення вітрових хвиль у Світовому океані.
11. Дайте визначення поняттю «течії» і охарактеризуйте основні фактори, що їх викликають.
12. Охарактеризуйте класифікацію океанічних течій.

ЛЕКЦІЯ № 14. ЕКОСИСТЕМИ ТА ЕКОЛОГІЧНІ ФУНКЦІЇ СВІТОВОГО ОКЕАНУ. ПРОБЛЕМИ ЗАБРУДНЕННЯ ТА ОХОРОНИ ВОД СВІТОВОГО ОКЕАНУ

План

- 14.1 Розмаїття рослинного й тваринного світу Світового океану
- 14.2 Біологічна структура Світового океану
- 14.3 Екологічні функції Світового океану
- 14.4 Забруднюючі речовини і негативний антропогенний вплив
- 14.5 Особливості антропогенного забруднення Чорного моря
- 14.6 Охорона і моніторинг вод Світового океану

Завдання на самопідготовку

14.1 Розмаїття рослинного й тваринного світу Світового океану

На теперішній час у Світовому океані налічується більше 160 тис. видів тварин і близько 10 тис. видів рослин. Серед тварин близько 16 тис. видів риб, 80 тис. видів молосків, більше 20 тис. видів ракоподібних, близько 15 тис. видів найпростіших, близько 9 тис. видів кишковополосних, більше 100 видів ссавців, близько 50 видів плазуючих. З океаном зв'язане життя близько 240 видів водоплавних птахів (пінгвінів, чайок, альбатросів, буревісників, бакланів, пеліканів і ін.).

Серед рослин у Світовому океані переважають водорості: зелені, діатомові, бурі, червоні, синьо-зелені, а також близько 30 видів квіткових рослин.

Океан заселений незліченною кількістю бактерій. Одним з них для харчування потрібні органічні сполуки, інші здатні синтезувати неорганічну речовину, як це роблять рослини.

За способом життя в океані виділяють три основні екологічні групи: *фіто-* і *зоопланктон*, *нектон*, *фіто-* і *зообентос*.

Крім цих груп, існують також своєрідні співтовариства, пов'язані з поверхневою плівкою води. Це *плейстон* і *нейстон*.

Плейстоном називають сукупність організмів, що плавають на поверхні води. До *нейстону* відносяться організми, що прикріплюються до поверхневої плівки зверху й знизу. Плейстон і, головним чином, нейстон відіграють особливу роль у житті океанів. Нейстон – розплідник для молоді багатьох риб і безхребетних (личинок, яєць, мальків), а виходить, і вузол зв'язків у круговороті речовин в океані між океаном і сушею. За середнім віком своїх складових нейстон – сама молода життєва форма в океані. Нейстон грає вкрай важливу роль як індикатор впливу людства на навколишнє середовище: радіонукліди, нафта, пестициди й т.д. концентруються в поверхні океану.

Світовий океан – це екологічна система, тобто єдина функціональна сукупність організмів і середовища їхнього перебування.

Кожний вид живих організмів, що входять в екосистему, виконує в ній *певну функцію*: продуцентів – рослини, головним чином фітопланктон; консументів – тварини, редуцентів – організми, що розкладають мертвої органічну речовину.

Крім прямих трофічних відносин, досить важливі процеси *зовнішнього метаболізму* – обміну речовин між співтовариствами й навколишнім середовищем.

Загальна властивість океану – його *біологічна продуктивність*. Всі фактори зовнішнього середовища, що впливають на продуктивність океану, діляться на три основні групи: *фізичні, хімічні й геологічні*. В останні десятиліття до цих факторів додався *антропогенний вплив*.

Під *фізичними факторами* розуміються температура, солоність, щільність, циркуляція вод, припливно-відливні явища, світлові хвилі, гідростатичний тиск і т.д. Температура води в найбільшому ступені активізує або обмежує вплив на біологічну продуктивність океану. Біологічна продуктивність перебуває в тісному зв'язку із зонами конвергенції, дивергенції, фронтальними зонами, ділянками вихрів.

До *хімічних факторів*, що становлять вихідну матеріальну базу біологічної продуктивності, відносяться вуглець, азот, фосфор, кремній, кисень, сірководень, мікроелементи й органічні речовини, які беруть участь у гео- і біохімічних процесах.

До *геологічних факторів* відносяться рельєф дна й берегової зони, донні відкладення. Зі зміною глибини тісно зв'язаний розподіл екологічних зон. Важливим геологічним фактором є вулканічна діяльність, що може носити як позитивний, так і негативний характер, підвищуючи або знижуючи біологічну продуктивність.

Антропогенний вплив на Світовий океан уже прийняло глобальний характер. Основа його «закладена» на суші в побутовій і промисловій технології. Основний глобальний токсикант – це нафта й нафтопродукти. Далі за значенням впливають хлоровані вуглеводні, важкі метали, а також радіоактивні матеріали.

Багатство життя в океані обумовлено особливостями первинної продукції, що створюється в основному фітопланктоном. Будучи первинною ланкою в харчовому ланцюзі, фітопланктон визначає кількість зоопланктону, бентосу й риб.

Просторова зміна маси первинної продукції (мг/м^2 в день) в Світовому океані відбувається під впливом двох основних факторів, що визначають у морі інтенсивність фотосинтезу фітопланктону: кількості світлової енергії, доступної водоростям, і умов надходження до них живильних речовин.

Концентрація біогенних елементів залежить від швидкості їхньої регенерації й надходження в евтрофічну зону. Швидше всього ці процеси йдуть над шельфом, материковим схилом і в прилеглих до них районах океану. Особливо сприятливі для розвитку фітопланктону прибережні

райони, у яких підйом вод переважає над їхнім опусканням. Це райони згінних явищ і дивергенцій плинів. У відкритому океані підйом глибинних вод є єдиним джерелом надходження живильних речовин у фотосинтетичну зону. Тому підвищення продукції виникає в областях екваторіальної й антарктичної дивергенцій, полярного фронту, циклонічних областях і районах, яким властиво зимове конвективне перемішування. В антициклонічних областях океанів, де переважає опускання поверхневих вод, спостерігається низький рівень первинної продукції.

Оскільки планетарна циркуляція вод Світового океану (як і розподіл світлової енергії, яка надходить у воду) носить зональний характер, географічні зміни первинної продукції у Світовому океані також підлеглі цієї зональності. Сама низка первинна продукція у Світовому океані характерна для високо арктичних і субтропічних вод, а високі значення властиві водам помірних широт і екваторіальних вод. Цей характер розподілу значень порушується материками.

Чиста продукція вимірюється величиною $20-25 \cdot 10^9$ т С у рік, а валова $25-30 \cdot 10^9$ т С у рік.

14.2 Біологічна структура Світового океану

Уперше концепція біологічної структури океану була сформульована В.І. Вернадським в 1926 р. На думку В.І. Вернадського, «скупчення» життя спостерігається лише в прикордонних шарах («плівках») океану. В.І. Вернадський (1976) вважав, що «приблизно 2 % загальної маси океану зайнято згущеннями життя. Вся інша його маса містить розосереджене життя». Він виділяв чотири статистичних скупчення життя: дві плівки – планктонну і донну, і два згущення – прибережне (океанічне) і саргасове.

Під плівками В. І. Вернадський мав на увазі географічні прикордонні шари різного масштабу, включаючи всю біосферу. У цьому випадку це верхній 100-метровий прикордонний шар океану і його придонний (бентосний) шар. «Саргасовим згущенням» В.І. Вернадський умовно називав райони підвищеного концентрування життя в межах верхнього шару в пелагіалі океану, не пов'язані із дном і берегом.

Інша концепція біологічної структури океану сформована Л.А. Зенкевичем в 1948 р. Він виділив три площини симетрії в явищах біотичного і абіотичного середовища: одну екваторіальну й дві меридіональні площини, що проходять через середини океанів і материків, щодо яких спостерігаються розходження й подібність (асиметрія й симетрія) у розподілі масових біологічних явищ. Надалі В.Г. Богоровим і Л.А. Зенкевичем (1966) був деталізований опис явища біполярності – закономірної зміни в обох півкулях біологічних особливостей при переході від екваторіальної до полярних зон.

Горизонтальна зональність океану. В океані, як і на суші, існує широтна (горизонтальна) і вертикальна зональність всіх географічних

процесів і розподілу живої речовини. Положення географічних зон в океані визначається кількістю тепла, випаровуванням, солоністю, пануючими вітрами, плинами, а також біологічними й геохімічними особливостями середовища.

У Північній півкулі на акваторії океану виділяються *арктичний, субарктичний, помірний, тропічний, субекваторіальний і екваторіальний пояси* (зони). Відповідні пояси відзначені й у Південній півкулі.

Біогеографічне районування океану досить складно. Воно різниться для планктону, нектону й бентосу. Із глибиною амплітуда температури води зменшується й біогеографічний поділ стає менш дрібним.

Максимум біомаси в океані доводиться на субарктичний і північний помірний пояси, які дають 2/3 світового улову риби. Найбільш низькі значення біомаси відзначаються в тропічних поясах Північної й Південної півкуль, де вони збігаються з антициклонічними кругообігами вод в океані. Високі значення біомаси на коралових рифах. Висока біомаса й первинна продукція у Світовому океані виявлена в зонах, де відбувається підйом до поверхні більше холодних глибинних вод, багатих киснем і живильними речовинами. Це зони апвелінгів, вони в 6 раз продуктивніше відкритих областей Світового океану.

Вертикальна зональність океану. Океан як середовище перебування ділиться на дві частини: *донну (бенталь)* і *водну (пелагіаль)*.

На морському дні (бенталі) виділяють кілька зон: *супралітораль, літораль, сублітораль, батіаль, абісаль і ультрабісаль*.

Мешканці дна можуть вести рухливий спосіб життя (зірки, їжаки, краби), малорухомий (молюски, актинії, асцидії) і нерухливий (коралові поліпи).

За способом харчування вони діляться на хижих, рослинноядних і тих, що харчуються органічними частками.

Найбільш багата життям в океані *зона літоралі* (litus з лат. – берег). Вона добре освітлюється, прогрівається, води тут добре перемішуються, зона багата киснем і вдобрюється із суши.

Залежно від ґрунту виділяють літораль із кам'янистим дном і літораль піщано-мулисту. Склад тварин і рослин на цих ґрунтах різний.

На кам'янистих і скелястих ґрунтах багато зелених, бурих і червоних водоростей; морських зірок, їжаків, креветок, раків, крабів і риб. Завдяки припливам і відливам, властивим цій зоні, деякі риби, що живуть на літоралі (бички), мають на череві присоски, за допомогою яких затримуються на каменях під час відливу.

У кам'янистому ґрунті нерідко поселяються двостулкові свердловальні молюски.

Зовсім інший характер життя на піщано-мулистих ґрунтах. З рослин тут переважає квіткова рослина зостера, а тваринам властива здатність зариватися в ґрунт. Нею володіють хробаки, молюски – мідії, морські зірки, голотурії, їжаки, а з риб – камбали й скорпени.

Під час припливу на літоралі відгодовується велика кількість риб, запливають на літораль і ссавці. Під час відливу для відпочинку й для народження дитинчат заходять тюлені, моржі. Відвідують літораль ведмеді, пелікани, птахи. Багато на ній птахів.

Крім багатої й різноманітної літоралі помірних широт (з біомасою в середньому 20-30 кг/м²) виділяється літораль тропічна (коралових рифів і мангрових заростей).

Коралові рифи поширені між 30° північної й південної широт. Для росту коралам потрібна температура води не нижче 20 °С и солоність 35 ‰. Корали зустрічаються майже на всіх глибинах, але справжні шестипроменеві корали, які будують рифи, живуть тільки до глибини 50 м.

Крім різноманітних шестипроменевих коралів, на цій літоралі присутні вапняні водорості, гідрокорали, губки, моховинки, молюски, ракоподібні й риби. Характерні для тропіків і летучі риби. Плануючи над водою, вони розвивають швидкість до 40 км/год, покриваючи іноді відстань до 400 м. Не менший інтерес представляє літораль мангрових заростей, що особливо пишно розвиваються в устях тропічних рік. У цих, звичайно заболочених, ділянках росте до 30 видів різних дерев і чагарників.

Дерева в грузлому, мулистому ґрунті змушені зміцнюватись за допомогою корнів – підпірок і дихальних корнів, що звисають із віток. У мангрових заростях живе велика кількість молюсків (устриць, червиць), голкошкірих, ракоподібних, птахів (пеліканів, бакланів, лелек, фламінго), крокодилів і змії.

За літораллю, у межах гарної освітленості й гарного перемішування вод, розташовується *зона субліторалі* (до глибини приблизно 200 м). У верхніх горизонтах субліторалі зосереджені значні скупчення зелених, бурих, червоних водоростей. Рослинність може поширюватися до глибини 200 м, але вже на 150 м – це незначні кущики.

Переважну масу тварин субліторалі помірних широт становлять двостулкові молюски, голкошкірі (морські зірки, їжаки, лілії), хробаки. Іноді у великій кількості зустрічаються губки, моховинки, кишковополосні. З риб – камбали, палтуси, тріска, пікша. Біомаса в цій зоні зменшується до 200 г/м².

На глибинах від 200 до 3000 м перебуває *зона батіалі*, у якій різноманітна й багата фауна поверхневих шарів океану переміняється глибоководною з усіма її особливостями. Зникає строкатість фарбування, з'являються однотонні або безбарвні тварини, тоншають скелети й раковини – часом до їхньої повної втрати, подовжуються кінцівки, іноді збільшуються розміри очей (або очі повністю зникають), одержують високий розвиток органи дотику. Зі збільшенням глибини знижується температура, збільшується тиск (через кожні 10 м на 1 атмосферу), зменшується кількість світла, а на глибині 1500 м він повністю відсутній.

Біомаса різних форамініфер, брахіопод, морського пір'я, десятиногих раків, молюсків, морських зірок коливається від декількох десятків

грамів на 1 м² до десятих часток грама на 1 м². В 1977 р. американські геологи на підводному апараті "Алвін" у районі Галапагоських островів (Тихий океан) на глибині 2600 м виявили дуже цікаву екосистему, розташовану у виходів гідротермальних джерел. На теперішній час такі екосистеми відомі на глибинах до 6000 м. Вони складаються з великих молюсків, двометрових хробаків, риб, гігантських бактерій (до 0,1 мм). Біомаса цих екосистем дуже висока. Первинними продуцентами в них служать хемосинтезуючі бактерії. Відкриті екосистеми мають різний склад фауни. Їхнє виникнення пов'язане з гідротермальною діяльністю або із проникненням із шельфу концентрованих розчинів, що містять сірководень, амоній і іони металів.

При переході від материкового схилу до ложа океану відбувається ще одна зміна фауни. Це зона *абісали*, що займає 77,1 % поверхні океану. Умови життя тут більше одноманітні, чим у батіалі, і населена абісаль малим числом тваринних видів при загальній їхній кількісній бідності. Основний фактор, що викликає скорочення видів та кількості, – недолік їжі. За числом видів в абісали на першому місці знаходяться голкошкірі (зірки, їжаки, лілії), зустрічаються хробаки, молюски й ракоподібні. Живуть в абісали корали, асцидії, скляні губки й погонофори. 58 % видів цієї зони – ендемічні.

Зона, розташована глибше 6 000 м, носить назву – *ультрабісаль*. Її фауна до глибини 9 000 м на 60 % складається з ендеміків, а глибше – на 88 %. Загальне число видів становить 1/3 фауни абісальної зони. Існує пряма відповідність між кількістю донних тварин у жолобах і кількістю планктону у поверхневому шарі.

Біомаса бентосу у високопродуктивних районах помірних і високих широт становить 2-5 г/м², а іноді – понад 10 г/м², у прибережних жолобах тропічної зони – десяті частки грама на 1 м², а в жолобах, розташованих у малопродуктивних районах океану, – соті частки грама на 1 м². В ультрабісали значну роль у біомасі грають форамініфери, хробаки, голотурії, ракоподібні, двостулкові молюски.

Водна товща (пелагіаль), як і бенталь, ділиться на ряд зон перебування організмів, що її населяють, (фіто- і зоопланктону й нектону).

Головну масу фітопланктону становлять одноклітинні водорості (діатомові) і в меншому ступені жгутикові. Вони зосереджені на глибинах 30 – 50 м, тобто там, де досить світла, оскільки вони живуть за рахунок фотосинтезу.

Зоопланктон в океані представлений значною кількістю ракоподібних, кишковополосних, крилатих молюсків, личинок донних тварин, ікорою риби, а також найпростішими (радіоляріями, форамініферами, інфузоріями). Планктонні організми населяють всі глибини океану, але максимум їх живе на глибинах до 600 м. Величина їх коливається від декількох мікронів до декількох метрів (наприклад, медуза ционея має діаметр до 2 м і щупальця довжиною до 30 м). Між кількістю мезопланктону у поверх-

невих (0-500 м) і глибинних (500-4000 м) шарах води є постійне співвідношення, що зберігається на більшій частині акваторії океану. У шарі 0-500 м утримується 65 % мезопланктону, а в шарі 500-4000 м – близько 35 % усього його кількості. У середньому глибше 500-1000 м на кожний метр глибини біомаса мезопланктону зменшується на 0,2-0,3 % величини, обумовленої у верхньому шарі; на глибині 6000 - 8000 м біомаса мезопланктону виявляється приблизно в 1000 разів менше, ніж на поверхні.

Активноплаваючі організми: риби, китоподібні, ластоногі, морські змії й морські черепахи відносяться до нектону. Кити, ластоногі й риби мігрують у пошуках їжі й на нерест.

З морських ссавців на першому місці за значенням перебувають китоподібні, далі ластоногі.

З китоподібних кашалот (зубатий кит) – єдиний ссавець, здатний, полюючи за кальмарами й рибою, опускатися на глибину до 2000 м і перебувати під водою до 1,5 ч. Це пов'язане з його будовою й особливостями дихання. Все життя китоподібних проходить у воді, де й народжуються дитинча. Самий великий кит – синій (вусатий) має максимальну довжину 34 м і масу понад 150 т.

Ластоногих у Світовому океані близько 30 видів. Вони широко поширені в обох півкулях, особливо в помірних і циркумполярних водах. До ластоногих відносяться різні вухасті тюлені (морський котик), безвухі тюлені (морський заєць, морський слон) і моржі. Всі вони відносяться до м'ясоїдних, харчуються рибою, ракоподібними, великим планктоном, морськими птахами. Довжина самців морських слонів досягає понад 3 м.

Сиренові (дюгонь і ламантин) живуть у тропічних водах і харчуються винятково рослинною їжею.

В океані існує більше 16 тис. видів риб. Вони становлять 85 % усього нектону. У цей час це сама більша група хребтних тварин. Вони живуть у Світовому океані на всіх глибинах, але поширені вкрай нерівномірно. У більших концентраціях риби живуть у високопродуктивних районах. Самий великий представник риб – китова акула. Її довжина досягає 20 м. Замість зубів у неї пластини, через які вона фільтрує воду. Оселедцеві, тріскові, скумбрієві, тунцові, кефалеві, лососеві – такі основні види риб, що населяють пелагіаль океану.

Всі мешканці Світового океану зв'язані між собою комплексом взаємин, головним чином трофічних (харчових), і утворюють складну саморегулюючу систему, різні ланки якої забезпечують круговорот речовин і трансформації енергії в океані.

14.3 Екологічні функції Світового океану

Різноманітні екологічні функції Світовий океан виконує шляхом активної взаємодії водного середовища з її організмами, що його населяють, атмосферою, літосферою й материковим стоком, а також у ході

динамічних, хімічних і інших процесів, що відбуваються в океані. Розрізняють *непрямі й прямі екологічні функції океану*.

Прикладом *непрямих екологічних функцій* служить взаємодія атмосфери й океану. Вона проявляється в різних аспектах, серед яких екологічно досить показовий обмін киснем між цими середовищами. За наявними оцінками, найбільш інтенсивний кисневий обмін у системі океан – атмосфера має місце в помірних широтах (особливо Південної півкулі), тому що тут швидкості вітру максимальні, а середні для всієї зони величини надмірного насичення поверхневого шару киснем відносно великі.

Великий обмін киснем і в тропічній зоні, що займає приблизно 60 % площі океану. У зв'язку із цим тут перебувають основні високопродуктивні райони, у яких шар фотосинтезу пересичений киснем на 10-20 % і більше, що сприятливо для існування організмів і розвитку життя.

Фізико-хімічні й динамічні процеси, що протікають в океанських водах, впливають на сторонні речовини, що потрапили у водне середовище, наприклад на нафту. Вона поширюється на багато десятків квадратних кілометрів поверхні, утрудняє газообмін океану й атмосфери, перешкоджає проникненню світла у верхні шари води, порушуючи процеси фотосинтезу. Все це згубно діє на фауну й флору, знижує біологічну продуктивність забруднених нафтою районів океану.

Характерним прикладом *прямого впливу* на життя морських організмів є дія температури води, оскільки в океані переважають холоднокровні тварини. У багатьох з них строки розмноження приурочені до певних температурних умов. Так, нерідко відбувається масова загибель ікри й личинок, якщо в період розмноження температура води стала несприятливою для цього. Із прогрівом і похолоданням вод зв'язані строки підходу риби до берега і її зворотний відхід у відкриті райони океанів і морів. Показовим є також вплив гідростатичного тиску на організми: в океанських водах він збільшується на 1 атм. через кожні 10 м приросту глибини. Так, у мешканців більших глибин зникає строкатість фарбування, вони стають однотонними або зовсім знебарвленими. Форми з вапняним кістяком заміщаються представниками тварин із кремнеземовим або органічним кістяком.

Відчутно впливають на морських мешканців поверхневі плини в океані. Вони переносять значні маси водоростей на більші відстані, захоплюють за собою весь планктон, що знаходиться у водах, які переміщуються і т.п. Із плинами переміщуються деякі види тварин.

Звичайно, наведеними прикладами на вичерпуються різноманітні екологічні функції океану. У цей час вони стають предметом дослідження морської науки.

Забруднення Світового океану сприяє погіршенню стану водного середовища, зникненню багатьох видів морських організмів, руйнуванню окремих екосистем і харчових зв'язків, що приводить до скорочення біологічної розмаїтості в ньому. У холодних зонах океану число трофічних

рівнів відносно невелике (чотири - п'ять) і вони менш стійкі, чим у тропічних, де число рівнів досягає семи.

Завдання людства – збереження унікальної екосистеми океану – джерела життя й благополуччя на нашій планеті.

14.4 Забруднюючі речовини і негативний антропогенний вплив

Аналізуючи джерела забруднення Світового океану, вчені запропонували наступну їх класифікацію: 40 % – наземні; 35 % – судноплавство; 20 % – природні; 5 % – інші. Така класифікація не враховує диференціацію морських джерел, тому краще розділяти джерела забруднення на *три основні групи*:

- берегові і природні джерела;
- стаціонарні морські споруди;
- плавучі морські споруди.

Люди здавна при виборі місць поселень тяжіли до узбережжя морів і океанів. У цілому близько 65 % населення Землі живуть не далі 500 км від берегової лінії. На кожну людину доводиться близько 4 000 м² придатної для обробки землі і близько 55 000 м² площі океану. Людина завжди знаходилась в залежності від моря, здобуваючи його риби і не риби ресурси. Поряд з цим в сільському господарстві у всьому світі використовується близько 100 млн т добрив. Серед них найбільш поширені фосфатні (виробляються на основі фосфатних руд) і нітратні (на основі складових природного газу), які з ґрунту і ґрунтових вод потрапляють у річки, а з них – у прибережну частину океану, де і накопичуються. Сюди ж спрямовуються й стічні води з очисних споруд. У Тихий океан, наприклад, щорічно скидається 9 млн т відходів, а у води Атлантики – понад 30 млн т.

Внаслідок роботи сухопутного транспорту нафтопродукти і газоподібні токсичні речовини потрапляють в атмосферу, а звідти – в океан. Країни, що мають доступ до морів, здійснюють поховання в них промислового, будівельного і радіоактивного сміття. При його скиданні і проходженні через стовп води частина забруднюючих речовин переходить у розчин і змінює якість води. Океани мають здатність до самоочищення за рахунок солоності, але здатності води до самоочищення виявляється часом недостатньо, щоб подолати постійно збільшуючись забрудненість.

Забруднюючі речовини, що впливають на якість стану вод Світового океану, поділяють на групи: мікроелементи (зустрічаються в концентраціях менше 10⁻⁶), добрива, органіка і вуглеводні, отрутохімікати, тверді відходи, радіоактивні речовини, хвороботворні мікроорганізми, підвищення температури води.

Мікроелементи

В результаті людської діяльності у Світовий океан потрапляють з'єднання таких важких металів, як свинець, мідь, кальцій, нікель, цинк та ін. Наприклад, при використанні етилованого бензину свинець, що

входить до його складу, потрапляє в атмосферу, а звідти в океан. Так, за підрахунками вчених Каліфорнійського технологічного інституту, у Світовий океан з дощами щорічно надходить 50 тис. т свинцю. Збільшуються концентрації цих елементів також за рахунок скидання підприємствами стічних вод, що не пройшли очищення. У тканинах морських моллюсків іони цих металів накопичуються і можуть викликати отруєння при вживанні таких моллюсків в їжу.

Французькі дослідники встановили, що дно Атлантичного океану в прибережній зоні шириною 160 км і до глибини 1600 м забруднено сполуками свинцю. Більш висока концентрація свинцю, зафіксована у верхньому шарі донних відкладень, підтверджує, що виявлені забруднення є наслідком господарської діяльності людини, а не процесів. Випадок отруєння ртуттю 600 тис. людей, з яких 79 загинули, мав місце в японському місті Мінамата, що на острові Кюсю. Як з'ясувалося в результаті розслідування, ртуть накопичувалася у прибережних водах і рибі внаслідок тривалого, скидання неочищених стічних вод хімічним комбінатом «Тіссо».

Фосфати і нітрати

Ці речовини потрапляють в океан двома шляхами:

- скидання побутових відходів;
- змив з оброблюваних земель.

Внаслідок цього виду забруднення окремі представники флори океану розвиваються інтенсивніше інших. В результаті цього процесу зменшується різноманітність видів, що негативно позначається на харчовому ланцюзі, характерному для даного району океану.

Вуглеводні

Нафта і нафтопродукти є найбільш шкідливими для океану забруднювачами. За різними оцінками, у Світовий океан потрапляє щорічно від 10 до 25 млн т нафти і нафтопродуктів. Це складає менше 1 % від обсягу світового видобутку, але веде до економічних втрат в інших галузях діяльності, пов'язаних з океаном – туризмі, промисловому рибальстві та ін. Більше всього забруднюючих вуглеводнів потрапляє в океан від людства *прямим шляхом* – в результаті скидання з суден і *непрямим* – атмосферний перенос з материків внаслідок випаровування летючих нафтопродуктів, крім того має місце природне просочування нафти в морське середовище скрізь тріщини земної кори.

Найбільш небезпечними є аварійні розливи нафти. Вони завжди відбуваються несподівано і, як правило, поблизу берегів, коли за короткий час і на обмеженій площі поверхні океану виявляється велика кількість нафти. Дослідження, проведені японськими вченими, показали: якщо вилити 100 т нафти на поверхню моря при температурі води +20 °С, густині нафти 0,9 кг/м³, силі поверхневого натягу 0,02 Н/м, то вже через 3 хвилини виникає пляма радіусом 54 м і товщиною 1 см. Плівка нафти забруднює не тільки береги, а й дно океану.

Гинуть птахи, що потрапили в нафтову пляму, і навіть наземні ссавці. Так, внаслідок розливу нафти при посадці на міліну в Магеллановій протоці танкера «Метула» на берегах Вогняної Землі, загинули 40 тис. пінгвінів. А після пожежі на танкері "Полікомандер" частина незгорілої нафти випала у вигляді «чорного дощу», забруднивши траву на пасовищах, що призвело до масового падежу домашніх тварин.

Отрутохімікати

Цей вид забруднення пов'язаний, насамперед, із застосуванням пестицидів – хімічних препаратів, які використовуються для знищення шкідливих організмів і рослин (від лат. *pestis* – зараза, *saedo* – вбивати), наприклад таких, як сумно відомий ДДТ (дуст). Світове виробництво пестицидів досягло 5 млн т на рік. Відносна хімічна стійкість і широке використання в сільському господарстві сприяли надходженню цих речовин в океан у великих кількостях.

Пестициди потрапляють в море зі стічними водами з земель сільськогосподарських районів або з атмосфери. До 50 % пестицидів, що розпилюються, взагалі ніколи не потрапляють на оброблювані рослини, а переносяться вітрами на великі відстані. Складовими пестицидів є хлорорганічні речовини, які можуть накопичуватися у воді і жирових тканинах риб і морських ссавців.

Пестициди виявлені в різних районах Світового океану далеко від місць їх розпилення. Отрутохімікати досягли навіть Антарктиди, на берегах якої вони ніколи не застосовувалися: аналіз снігового покриву Антарктики показав, що на ньому осіло близько 2300 т пестицидів. Більш того, така речовина, як ДДТ, заборонена до застосування після виявлення його канцерогенних властивостей, виявлена у великих кількостях у печінці й жирі антарктичних тюленів, білих ведмедів і пінгвінів.

Тверді відходи

Історично саме цей вид забруднення першим привернув увагу законодавців. Наприклад, у США в 1899 р. був прийнятий Закон про річки і гавані – перший важливий закон, що повинен був врегулювати питання, пов'язані із забрудненням океану. Необхідність прийняття закону була викликана несанкціонованими звалищами будівельного сміття в порту Нью-Йорка, що перешкоджали судноплавству в акваторії порту. Основну небезпеку для тваринного і рослинного світу океану являє осад стічних вод. Крім вмісту токсичних хімічних сполук, затоплений органічний матеріал поглинає мною кисню, створюючи проблеми для мешканців океану. Інша категорія твердих відходів – гравій та пісок, які видобуваються земснарядами з дна акваторій портів і під час розчищення судноплавних шляхів. При вивозі і скиданні цього матеріалу за межами фарватеру, утворюється величезна кількість зважених часток, які спочатку зменшують прозорість води, а при випаданні в осад створюють несприятливі умови для розвитку флори і фауни океану.

В останні десятиліття особливим видом забруднень стали пластикові вироби (пляшки, пакети), які потрапляють в океан. Ці предмети легше води і тому довго плавають на поверхні, забруднюючи узбережжя. Серйозну проблему вони представляють для судноплавства, засмічуючи трубопроводи систем охолодження двигунів морських судів. Відомі випадки загибелі великих морських ссавців через механічну закупорку їх легких жмутами синтетичного впакування. Крім того, за повідомленнями засобів масової інформації, в Тихому океані між Гавайськими островами і екватором був виявлений «плаваючий острів» розміром з Європу з пластикових пляшок! Острів утворився під дією південної пасатної течії і між пасатної протитечії. Він обертається за годинниковою стрілкою, постійно збільшуючись в розмірах.

Радіоактивне забруднення

Радіоактивністю називають здатність атомів до перетворення, яке супроводжується випусканням α -, β - і γ -випромінювання. Присутність таких атомів або продуктів їх розпаду в навколишньому середовищі є наслідком природного і штучного радіаційного фону. При встановленій максимально допустимій дози 5 бер/рік людина отримує від природного фону щорічно близько 0,0025 бер. Чим складніший організм, тим він більш схильний до радіаційного впливу. Для найпростіших (зоопланктону і бактерій) смертельна доза в 100 разів вище, ніж для людини.

Навчившись використовувати енергію атома, людство зіткнулося зі штучною радіацією і штучним радіаційним фоном. Штучні радіоактивні відходи потрапляють в океан:

- з атмосфери в результаті ядерних випробувань (зараз цей шлях перекритий введенням заборони на ядерні випробування);
- при скиданні радіоактивних вод і речовин з підприємств атомної промисловості і АЕС;
- при скиданні радіоактивних відходів з суден з атомними енергетичними установками (АЕУ). Таких суден разом з атомними човнами в світі більше 300. За один рік роботи на атомному човні утворюється (в залежності від потужності реактора) від 300 до 500 л забруднених смол, які використовуються при фільтрації води. Проблема їх поховання поки ще кардинально не вирішена;
- при аваріях атомних підводних човнів і судів з АЕУ;
- при витоку радіації з поховань радіоактивних відходів.

Біля атлантичного узбережжя США в океані поховано 90 тис. контейнерів з радіоактивними відходами на 100 тис. Ки (кюрі), а в Європейській частині – на 500 тис. Ки. У 1950-90 рр. Радянським Союзом у водах Льодовитого океану були затоплені ядерні відходи загальною активністю 125 тис. Ки. у тому числі 15 реакторів і екранне складання атомного криголама «Ленін». 13 реакторів аварійних атомних підводних човнів. Великобританія затоплювала радіоактивні відходи в Ірландському морі, а

Франція – у Північному. Особливу потенційну небезпеку представляють затоплені реактори атомних підводних човнів.

Підвищення температури води

Одним з видів забруднення водойм є теплове. Скидання електростанціями, промисловими підприємствами підігрітої води у водойму призводить до підвищення в ньому температури. У результаті у водоймі зменшується кількість кисню, збільшується токсичність забруднюючих воду домішок, порушується біологічна рівновага. У забрудненій воді з підвищенням температури починають бурхливо розмножуватися хвороботворні мікроорганізми і віруси. Потрапивши в питну воду, вони можуть викликати спалахи різних захворювань.

Забруднення морських вод відбувається нерівномірно. Особливо піддаються забрудненню прибережні та шельфові області, міжматерикові та внутрішньоматерикові моря, куди виноситься потік стічних вод річками; цьому сприяє також розташування у прибережних районах суші значної частини промислових підприємств, а на низькодолох – землеробських угідь. Для районів шельфу найбільш характерне нафтове забруднення. Здатність морських вод до самоочищення від нафтового забруднення залежать від географічної широти, температури води, розміру хвилювання на поверхні моря і т.д. Так, при низьких температурах розкладення нафтопродуктів, які потрапили у морську воду, відбувається повільніше, що призводить до їх накопичення і шкідливого впливу. Дуже широко в морських водах розповсюдились пестициди, половина яких надходить із повітря, а решта виноситься із агроєкосистем поверхневим стоком. Дампінг радіоактивних відходів призвів до підвищення радіоактивності деяких районів (Ірландське море, Японське море, північно-східна частина Атлантики, тихоокеанське узбережжя США та ін.).

14.5 Охорона і моніторинг вод Світового океану

За глобальними оцінками, внаслідок забруднення за останні тридцять років інтенсивність життя в морях і океанах знизилось на 30 %, а щорічна продукція нектону (плаваючого життя), в тому числі промислових риб – не менш як на 20 млн тонн. Сьогодні проблема захисту вод Світового океану стала однією із найактуальніших, бо стосується всіх країн світу. Через це в ООН розроблено і прийнято кілька важливих угод, що регулюють рибальство, судноплавство, добування корисних копалин з морських родовищ тощо. В 1982 р. була підписана більшістю країн світу відома угода «Хартія морів». Також створюється міжнародна служба моніторингу для постійного спостереження за станом Світового океану.

Екологічний моніторинг Світового океану – це спостереження за його станом з метою його контролю, прогнозу й охорони. Тобто три складові моніторингу: спостереження за факторами дії на морські екосистеми і за їх станом, оцінка фактичного стану Світового океану, прогноз його стану і оцінка прогнозного стану.

Для кращого функціонування системи екологічного моніторингу, для забезпечення повноти подачі інформації для розробки прогнозів та прийняття оперативних рішень у разі виникнення надзвичайних ситуацій необхідною та важливою умовою є створення системи комплексного глобального моніторингу Світового океану, тобто спостереження за всіма процесами, які проходять в морських екосистемах, механізмами поглинання, накопичення, трансформації та переходу забруднюючих речовин між компонентами водного середовища, реакцією біологічних об'єктів на зміни стану Світового океану.

Для цієї системи необхідно вирішити наступні завдання:

1. Виявити канали надходження та оцінити потоки забруднюючих речовин в біопродуктивних та чутливих екосистемах. Найбільша загроза забруднення Світового океану стосується саме цих видів екосистем, тобто тих, які є недостатньо сильні та чутливі до забруднень, і чия продуктивність є найвищою.

2. Вивчити можливі негативні наслідки забруднення екосистем та зв'язки між рівнями накопичення забруднюючих речовин та екологічними змінами, які характерні для певних екосистем. Для того, щоб приступити до проведення моніторингових досліджень, важливо і необхідно визначити, до яких саме наслідків може призвести забруднення морських екосистем.

3. Визначити критичні концентрації забруднюючих речовин, які можуть викликати порушення функціональних біологічних та біохімічних процесів. Тобто необхідно визначити, яка кількість забруднюючих речовин (нафти, СПАР, важких металів, пестицидів та ін.) ще не викликає значних змін у функціонуванні Світового океану, а яка – призводить до порушення процесів, які забезпечують діяльність морських екосистем.

4. Побудова математичних моделей окремих екологічних процесів для прогнозу екологічної ситуації в океані в локальному, регіональному та глобальному масштабах. Математичне моделювання має надзвичайно важливе значення для екології, оскільки воно дозволяє наочно спрогнозувати можливі наслідки того чи іншого впливу на екологічні системи.

Отже, після вирішення цих питань переходять до власне самого моніторингу Світового океану, який дає реальну картину стану океану та дає основу для контролю та захисту Світового океану від забруднення.

Комплексний моніторинг Світового океану має вирішувати наступні завдання:

1. Визначення:

- джерел надходження забруднюючих речовин у Світовий океан; скидання стічних вод у морські екосистеми; поверхневі змиви забруднюючих і біогенних речовин у Світовий океан;
- техногенних аварій, що призводять до розливу рідких забруднюючих і небезпечних речовин;

- умов перенесення, міграції та перерозподілу забруднюючих речовин у водному середовищі;

2. *Збір даних* про стан антропогенних джерел емісії: потужність джерела викиду і його місце розташування.

3. *Дослідження природного середовища* Світового океану та ключових процесів, що в ньому відбуваються.

4. *Фундаментальні дослідження* процесів взаємодії океану й атмосфери, у тому числі, глобального характеру (парниковий ефект, обмін масою та енергією, біогеохімічний цикл вуглець-кисень й ін.).

5. *Вивчення динаміки екосистем*, морських біологічних ресурсів і виявлення нових районів промислу морепродуктів на основі оцінки біопродуктивності різних акваторій Світового океану, розвиток марикультури.

6. *Дослідження будови й розвитку земної кори* дна морів й океанів, прогноз й оцінка мінеральних ресурсів Світового океану.

7. *Навігаційно-гідрографічне й гідрометеорологічне забезпечення* виконання оборонних і народногосподарських завдань;

8. *Дослідження природних та антропогенних надзвичайних ситуацій* у морських акваторіях і прибережних районах (землетрусів, цунамі, пожеж, повеней, вивержень вулканів, розливів нафти тощо).

Комплексний глобальний моніторинг Світового океану вирішує не лише екологічні, а й господарські й економічні проблеми та забезпечує інформування про можливі надзвичайні ситуації та застерігає їх виникнення. Існує як програма комплексного глобального моніторингу Світового океану, так і регіональні та локальні програми. Тобто, крім спільного спостереження за станом морських екосистем, кожна країна, що має вихід до Світового океану, свій континентальний шельф розробляє власну моніторингову програму, яка відповідає міжнародним нормативно-правовим актам з питань охорони Світового океану.

Для організації спостережень за станом Світового океану (тут мається на увазі якість морської води) встановлено *три категорії пунктів спостереження*. Категорію пункту спостереження вибирають з урахуванням розміщення та потужності джерел забруднення, а також складу, концентрації забруднюючих речовин, регіональних та кліматичних умов. Межі контролюючих районів визначають залежно від фізико-географічних особливостей кожного моря з урахуванням розподілу забруднюючих речовин та гідрометеорологічного режиму.

Є три категорії пунктів спостереження за якістю морської води.

Пункти *1-ої категорії* призначені для спостереження за якістю води в прибережних районах, які мають важливе господарське значення. Вони розміщуються:

- у районах водокористування населення;
- у портах і припортових акваторіях;
- у місцях нересту та сезонного скупчення цінних риб та інших морських організмів;

- у місцях скиду міських стічних вод і стічних вод промислових та сільськогосподарських комплексів;
- у районах розробки та транспортування корисних копалин;
- на гирловому узмор'ї великих річок.

Пункти 2-ої *категорії* призначені для спостереження за якістю води прибережних районів і районів відкритого моря, а також для дослідження сезонної та річної зміни рівня забрудненості морських вод. Вони розміщуються в районах, де надходження забруднюючих речовин проходить за рахунок процесів міграції.

Пункти 3-ої *категорії* призначені для спостереження за якістю морських вод у районах відкритого моря, для дослідження річної зміни забруднення морських вод та для розрахунку балансу хімічних речовин.

Таким чином, спостереження за якістю води в пунктах 1-ої категорії проводять в місцях скиду забруднюючих речовин, на пунктах 2-ої категорії – в забруднених районах морів та океанів, у пунктах 3-ої категорії – у відносно чистих водах. За результатами моніторингу Світового океану розробляються рішення та заходи для зменшення забруднення океану та раціонального використання його ресурсів.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: плейстон, нейстон, бенталь, пелагіаль, супралітораль, літораль, сублітораль, батіаль, абісаль, ультрабісаль.

Питання для самоконтролю

1. Які основні екологічні групи виділяються в Світовому океані за способом життя?
2. Охарактеризуйте роль плейстону і нейстону в житті Океану.
3. Які екологічні функції виконують живі організми, що входять в екосистему Світового океану?
4. Визначте фактори зовнішнього середовища, що впливають на біологічну продуктивність Океану.
5. Охарактеризуйте біогеографічну горизонтальну зональність Океану.
6. Яким чином забруднення Світового океану впливає на стан його екосистем?
7. Охарактеризуйте прямі й непрямі екологічні функції Світового океану.
8. Охарактеризуйте основні джерела забруднення вод Світового океану.
9. Визначте передумови забруднення океанічних вод мікроелементами.

10. Охарактеризуйте шляхи проникнення фосфатів і нітратів в океанічні води.
11. Визначте вплив вуглеводнів на стан екосистем Світового океану.
12. Охарактеризуйте, які категорії твердих відходів викликають забруднення Світового океану.
13. Охарактеризуйте систему моніторингу Світового океану.
14. Визначте три категорії пунктів спостереження за якістю морської води.
15. Охарактеризуйте напрямки міжнародної співпраці у сфері охорони Світового океану.

ЧАСТИНА 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

РОЗДІЛ 4. СКЛАД І БУДОВА АТМОСФЕРИ. ВОДА В АТМОСФЕРІ

ЛЕКЦІЯ № 15. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ ЯК НАУКИ

План

- 15.1. Предмет метеорології та кліматології
 - 15.2. Методи метеорології та кліматології
 - 15.3. Організація і зміст метеорологічних спостережень
 - 15.4. Значення метеорології та кліматології для народного господарства
- Завдання на самопідготовку

15.1 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, ґрунтовотворних процесів, процесів вивітрювання, формування географічної зональності.

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

15.2 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 мо-

делюється 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. Та-

ку 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.

15.3 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 Києві, 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 сіткових 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 земною 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*: заметілі, 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 покривом, 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 розташований 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.

15.4 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 точною 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 в решті 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 проектуванні 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 № 16. ХІМІЧНИЙ СКЛАД АТМОСФЕРИ ЗЕМЛІ. ВОДА В АТМОСФЕРІ

План

- 16.1. Поняття атмосфери, її значення. Еволюція атмосфери
 - 16.2. Хімічний склад сухого повітря нижніх шарів атмосфери
 - 16.3. Вода в атмосфері
 - 16.4. Характеристики вологості повітря
- Завдання на самопідготовку

16.1 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 °C);
- існування атмосфери обумовлює низку складних екзогенних процесів (вивітрювання гірських порід, активність природних вод, мерзлоти, льодовиків тощо);
- захист від метеоритів, які проходячи крізь атмосферу, згоряють в ній через тертя об повітря.

Сучасна атмосфера – це результат її тривалої еволюції. Атмосфера Землі, як і гідросфера, утворилися внаслідок дегазації мантиї. Склад пер-

винної 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 °С 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.

16.2 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. 16.1 і табл. 16.2).

Таблиця 16.1 – 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	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	0,695
Гелій	He	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$0,72 \cdot 10^{-4}$	0,138
Метан	CH ₄	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-5}$	0,552
Криптон	Kr	$1,14 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	2,868
Водень	H ₂	$5 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-5}$	0,070
Ксенон	Xe	$8,7 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-5}$	4,524
Озон	O ₃	$10^{-6} - 10^{-5}$	$10^{-6} - 10^{-5}$	1,624

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 чи-

нить 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.

Таблиця 16.2 – Час життя основних компонентів атмосфери

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

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 (CO₂) 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. 16.1).

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

За рахунок господарської діяльності людини за останні 90 років ХХ ст. вміст вуглекислого газу в атмосфері збільшився на 25 % (рис. 16.2). 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.



Рисунок 16.1 – Схема парникового ефекту в атмосфері

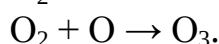
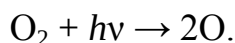
Озон (O_3) – це алотропічна видозміна кисню або трьохатомний кисень. Його в атмосфері дуже мало – від $2 \cdot 10^{-6} \%$ взимку до $7 \cdot 10^{-6} \%$ влітку. Але вважається, що його значення для життя на Землі дуже велике: він захищає живі організми від згубної дії короткохвильової ультрафіолетової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

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.

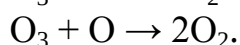
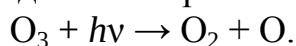
Фотохімічна теорія озону Чепмена:

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:



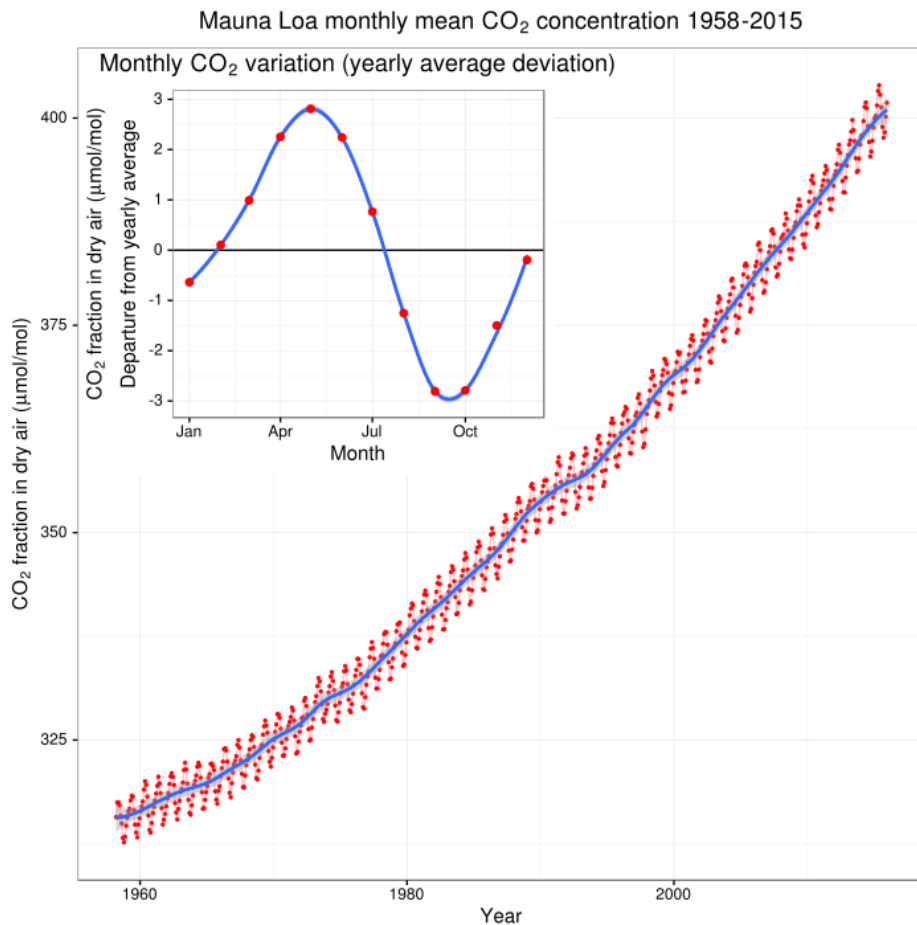


Рисунок 16.2 – Графік Кілінга, ілюструє збільшення концентрації парникових газів (CO_2) в атмосфері протягом 1958-2015 рр.

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 ($70\text{--}80^\circ$ пн. ш. і $60\text{--}70^\circ$ 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. 16.3).

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 повіт-

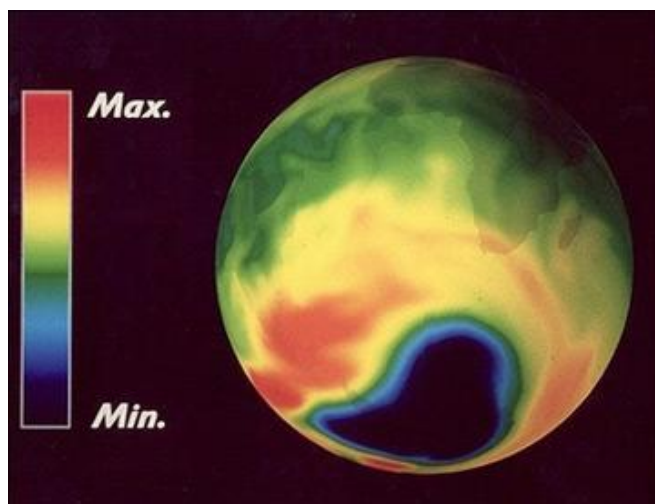


Рисунок 16.3 – Географічний розподіл озону

ря 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 ущент 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 16.3 видно, що вклад безпосередньої людської діяльності в аерозольне забруднення становить ~16 %.

Таблиця 16.3 – 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.

16.3 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** .

16.4 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

$$E = E_0 \cdot 10^{at/(b+t)}, \text{ гПа} \quad (16.1)$$

де $E_0 = 6,107$ 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. 16.4).

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.

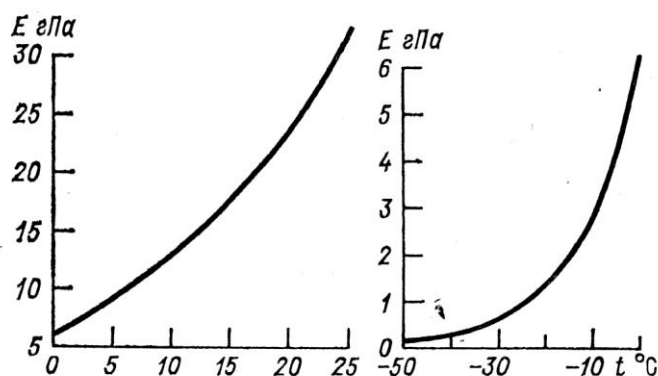


Рисунок 16.4 – Тиск насиченої водяної пари залежно від температури

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

$$e = E' - A \cdot p \cdot (t - t'), \text{ гПа} \quad (16.2)$$

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.

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

$$f = (e / E) \cdot 100 \% \quad (16.3)$$

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

$$d = E - e, \text{ гПа} \quad (16.4)$$

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

$$a = 217 \cdot e / T, \text{ г/м}^3, \quad (16.5)$$

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

$$a = 0,8 \cdot e / (1 + \alpha \cdot t), \text{ г/м}^3, \quad (16.6)$$

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

t – температура, °C.

5. **Точка роси t_d** (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 °C парціальний тиск водяної пари 12,3 гПа, то таке повітря не насичене. Щоб воно стало насиченим, потрібно знизити його температуру до 10 °C. Ця температура (10 °C) в даному випадку і є точкою роси. При насиченні повітря водяною парою 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).

$$S = 0,622 \cdot e / (p - 0,378 \cdot e), \text{‰} \quad (16.7)$$

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

$$h = 122 (t - t_d), \text{ м} \quad (16.8)$$

де h – висота рівня конденсації, м;

t – температура повітря поблизу земної поверхні,

t_d – точка роси цього повітря.

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

$$h = 22 \cdot (100 - f). \quad (16.9)$$

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 № 17. ВЕРТИКАЛЬНА БУДОВА АТМОСФЕРИ. РІВНЯННЯ СТАНУ СУХОГО І ВОЛОГОГО ПОВІТРЯ

План

- 17.1. Вертикальна будова атмосфери
- 17.2. Атмосферний тиск і засоби його вимірювання
- 17.3. Температура повітря і засоби його вимірювання
- 17.4. Рівняння стану сухого і вологого повітря

Завдання на самопідготовку

17.1 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. 17.1). 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

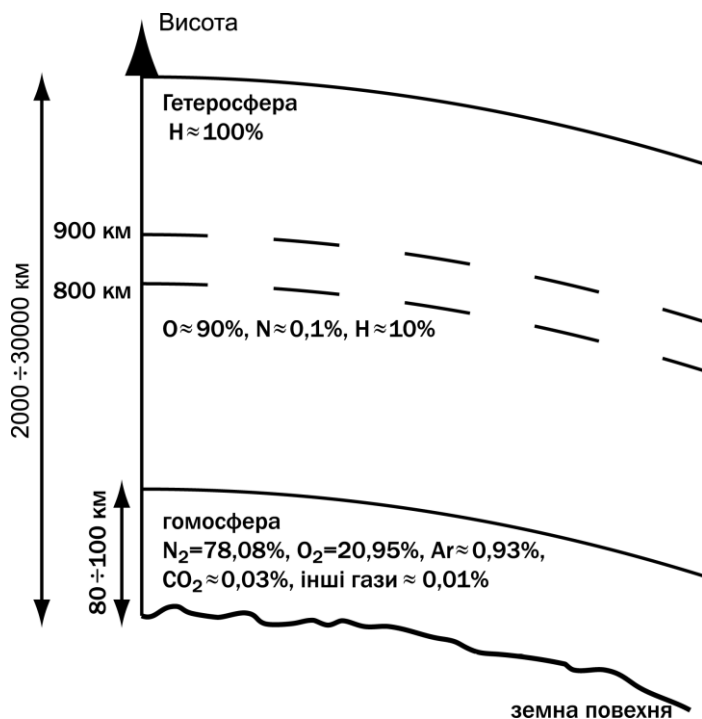


Рисунок 17.1 – Змінення газового складу атмосферного повітря залежно від висоти над землею поверхнею

метеорологічна організація в 1962 р. виділила п'ять основних сфер і чотири проміжні, які було названо «паузами» (рис. 17.2).

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.

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.

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 землею 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 землею поверхнею тут спостерігаються найбільші добові зміни

температури. Температура вдень швидко знижується при віддаленні від земної поверхні, а вночі часто підвищується.

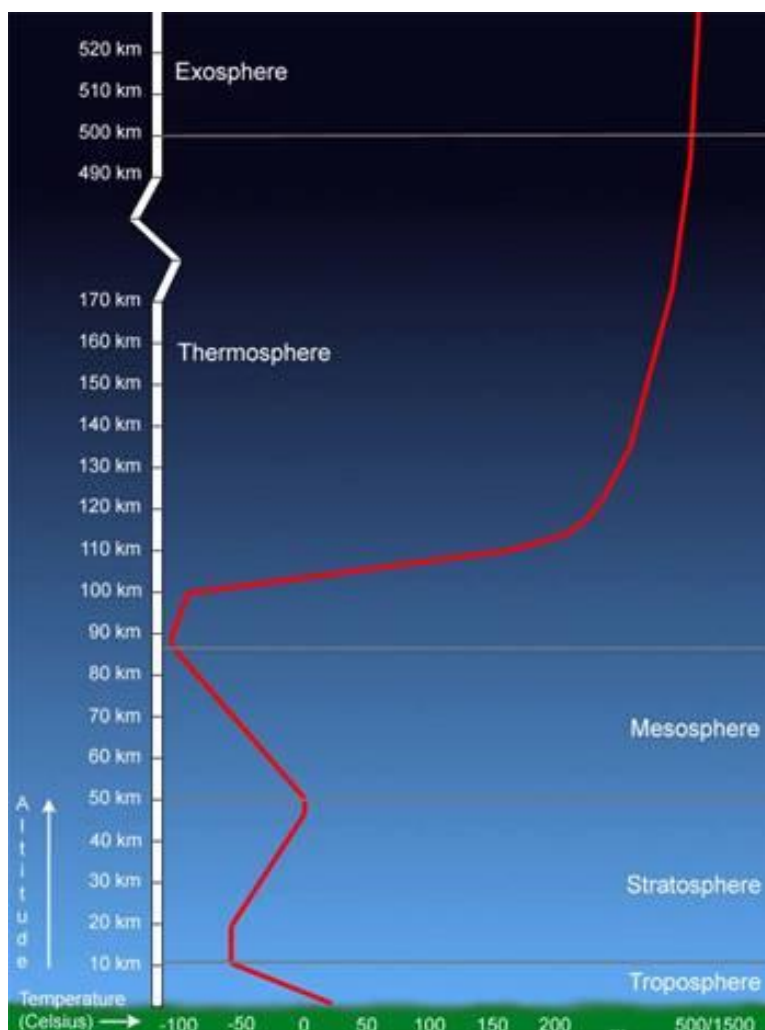


Рисунок 17.2 – Вертикальний розріз атмосфери

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 °C на кожен кілометр висоти. Тому на верхній межі стратосфери середня річна температура повітря близько 0 °C 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. 17.3).

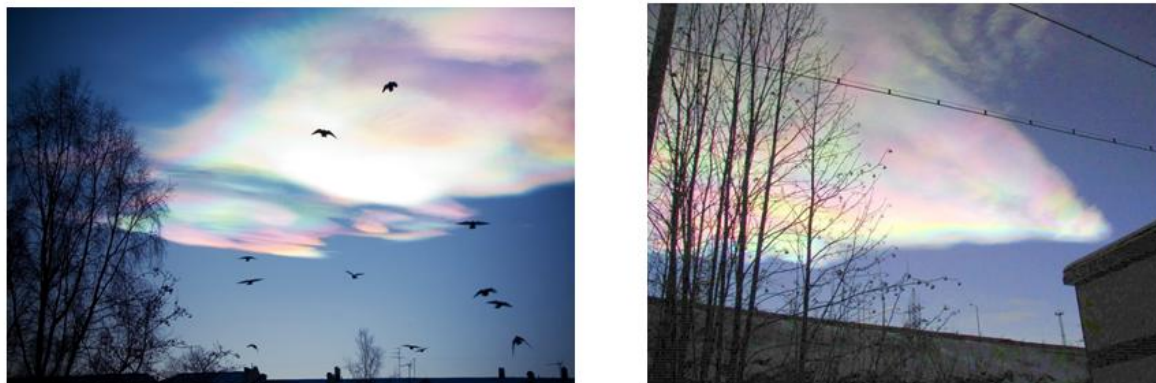


Рисунок 17.3 – Перламутрові хмари

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 °C на кожен кілометр висоти. Тому поблизу верхньої межі середня температура змінюється від -85 до -90 °C. На висоті 82-85 км інколи спостерігаються легенькі *сріблясті хмари* (рис. 17.4), 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 17.4 – 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 °C), на висоті 200 км – 500 К (227 °C), а на верхній межі термосфери ~ 1000 – 1700 °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. 17.5).

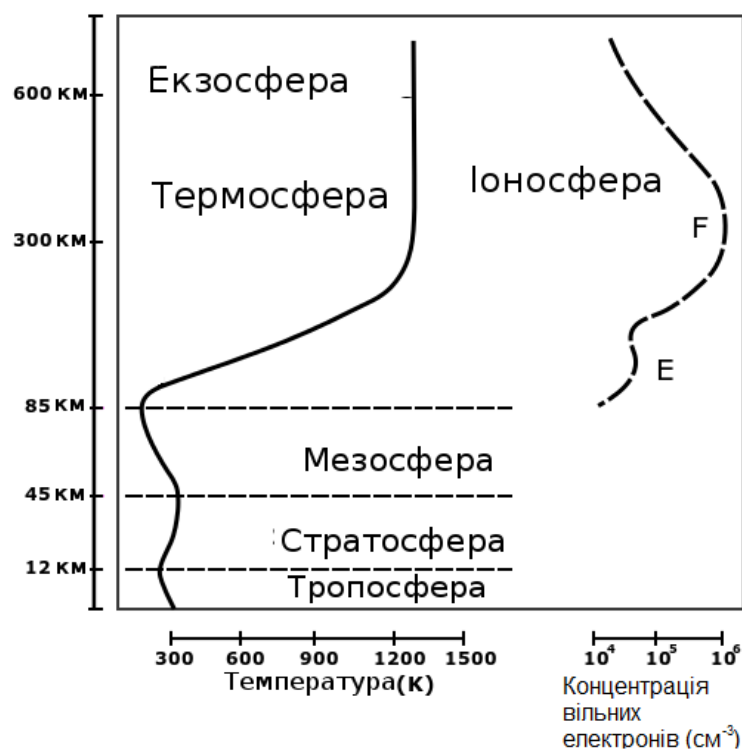


Рисунок 17.5 – Залежність температури газу і концентрації вільних електронів від висоти

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 сяйва та близьке до нього за природою світіння нічного неба, а також різкі коливання магнітного поля, так звані іоносферні магнітні бурі. **Полярне сяйво** – 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.

17.2 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 Па = 1 Н/м²). Одиниця тиску прийнята в метеорології це сто паскалів або *гектопаскаль* (гПа). Середній тиск на рівні моря ~ 1013,25 гПа.

Атмосферний тиск зменшується із збільшенням висоти згідно із співвідношенням

$$dP = \rho(H) \cdot g \cdot dH \quad (17.1)$$

де P – величина атмосферного тиску, Па;
 $\rho(H)$ – щільність атмосферного повітря (залежно від висоти), кг/м³;
 g – прискорення вільного падіння, м/с² (9,81 м/с²);
 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 17.6 і отримують експериментальним вимірюванням.

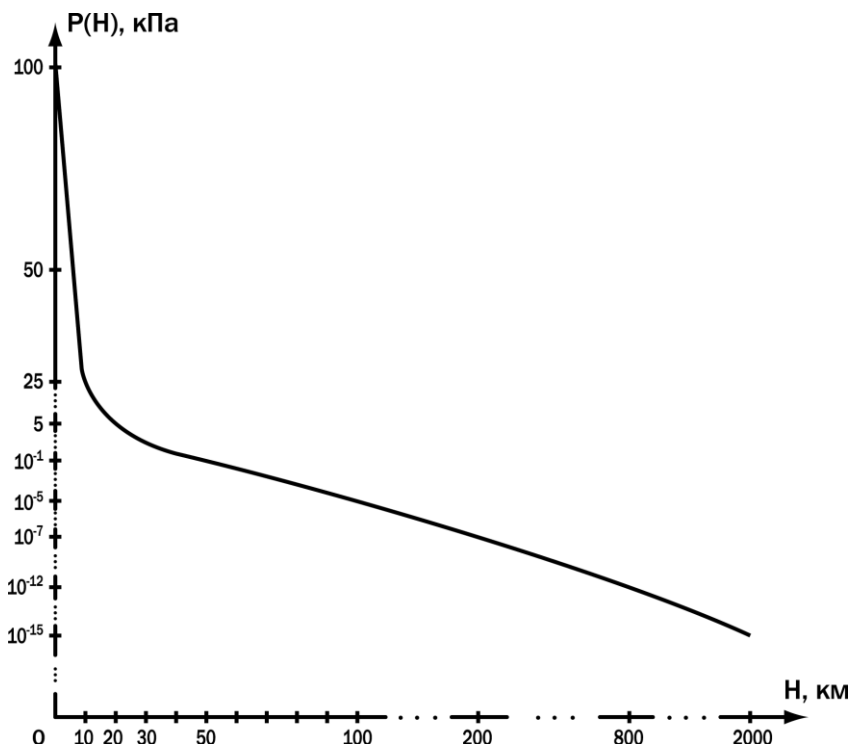


Рисунок 17.6 – Характер змін величини атмосферного тиску залежно від висоти над рівнем моря

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).

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. 17.7).

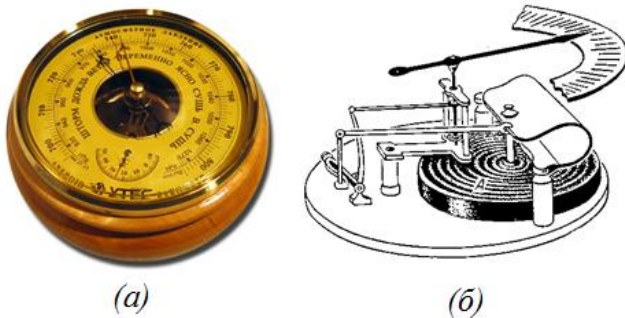


Рисунок 17.7 – Барометр-анероїд:

а – загальний вигляд, б – внутрішня будова

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.

17.3 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.

$$\frac{T_{Celsius} - 0}{100} = \frac{T_{Kelvin} - 273,15}{100} = \frac{T_{Fahrenheit} - 32}{180}. \quad (17.2)$$

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. 17.8).

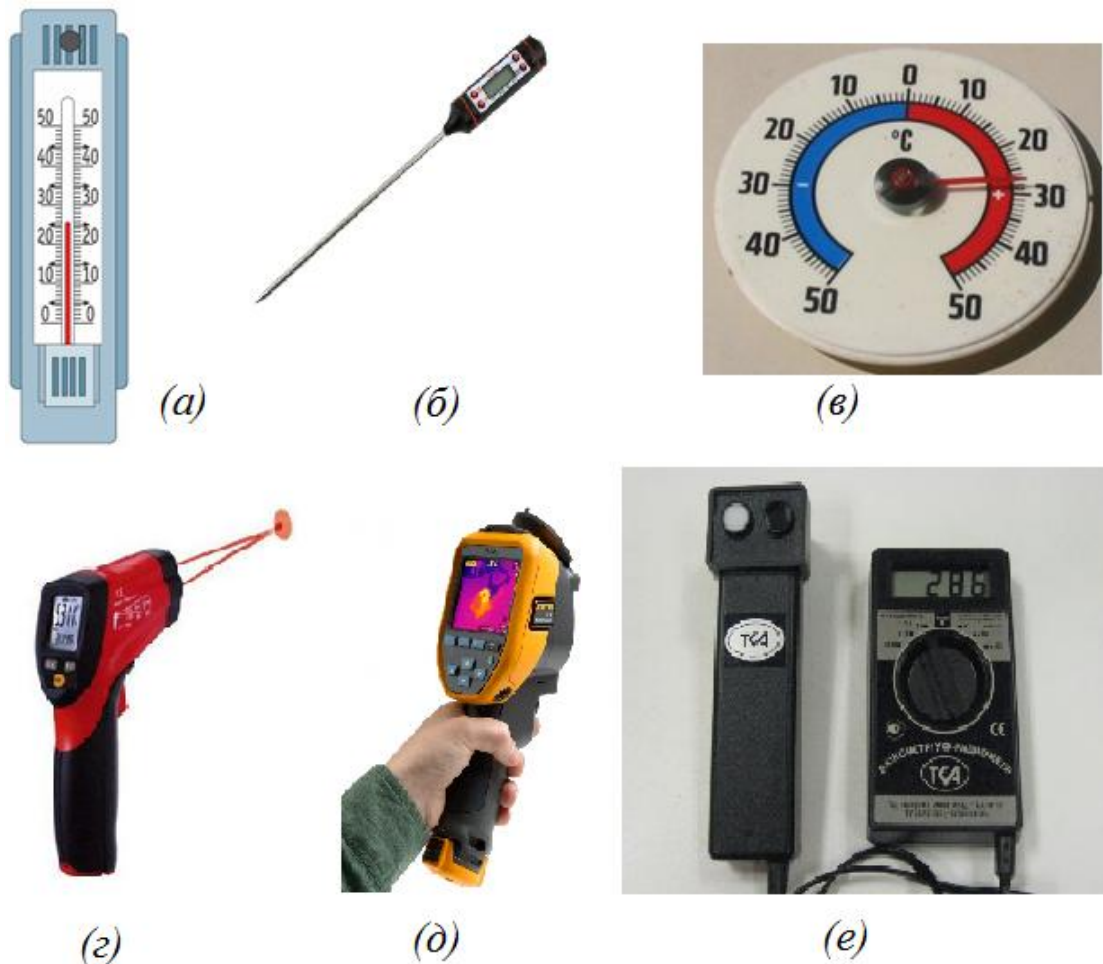


Рисунок 17.8 – Приклади термометрів:

а) рідинний; б, в) біметалевого типу; г) пірометр; д) тепловізор; е) радіометр

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 різницю у коефіцієнті теплового розширення між собою. Один кінець стрічки, як прави-

ло, 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 випромінюванням в оптичному діапазоні спектра. Принцип дії полягає на вимірюванні потужності теплового випромінювання 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.

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.

17.4. 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 поведуть 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

$$p = R_c \cdot \rho \cdot T, \quad (17.3)$$

де p – тиск, Па;

ρ – густина сухого повітря, кг/м^3 ;

T – температура за абсолютною шкалою, К;

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

Маючи на увазі, що

$$\rho = \frac{1}{v}, \quad (17.4)$$

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

$$p \cdot v = R_c \cdot T. \quad (17.5)$$

Рівняння стану водяної пари має аналогічний вигляд

$$e \cdot v_n = R_n \cdot T, \quad (17.6)$$

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 волого 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_c і v відповідно питомі об'єми водяної пари, сухого повітря і вологого повітря, маємо

$$v_n = \frac{V}{s}, \quad (17.7)$$

$$v_c = \frac{V}{(1-s)} \quad (17.8)$$

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

$$e \cdot v = s \cdot R_n \cdot T \quad (17.9)$$

$$(p - e)v = (1 - s)R_c \cdot T. \quad (17.10)$$

де p – загальний тиск.

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

$$p \cdot v = R_c \cdot T(1 + 0,608 \cdot s). \quad (17.11)$$

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

$$T_v = T \cdot (1 + 0,608 \cdot s). \quad (17.12)$$

З введенням віртуальної температури рівняння стану вологого повітря приймає вигляд

$$P \cdot v = R_c \cdot T_v. \quad (17.13)$$

Завдання на самопідготовку

Закріпити отримані на лекції знання та підготувати доповіді на тему:

1. Полярне саяво. 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 екзосфері.
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 № 18. СТАТИКА АТМОСФЕРИ

План

- 18.1. Основне рівняння статички атмосфери
- 18.2. Барометрична формула реальної атмосфери
- 18.3. Вертикальний баричний градієнт
- 18.4. Барична сходінка
- 18.5. Баричне поле

18.6. Горизонтальний баричний градієнт

Завдання на самопідготовку

18.1 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. 18.1). 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.

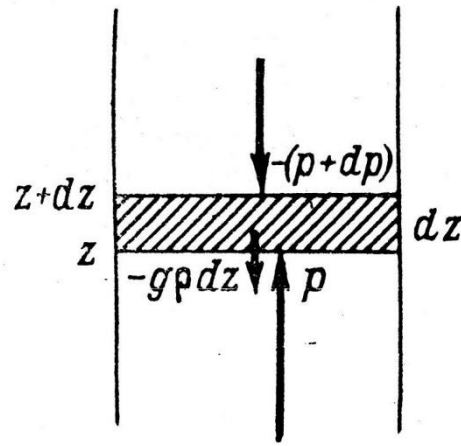


Рисунок 18.1 – Сили, що діють на елементарний об'єм повітря

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

$$p - (p + dp) - \rho g dz = 0. \quad (18.1)$$

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

$$-\frac{dp}{dz} = \rho \cdot g, \quad (18.2)$$

де dz – приріст висоти ($z_{\text{в}} - z_{\text{н}}$);
 dp – різниця між тисками відповідно на висоті $p_{\text{в}}$ і $p_{\text{н}}$;
 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 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 вазистовпа 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 прирощеннях 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*.

18.2 Барометрична формула реальної атмосфери

$$p_v = p_n \cdot \exp\left(-\frac{g(z_v - z_n)}{R_c \cdot \bar{T}}\right), \text{ чи } p_v = p_n \cdot e^{\left(-\frac{g(z_v - z_n)}{R_c \cdot \bar{T}}\right)}, \quad (18.3)$$

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/с² ($g = 9,8$ м/с²);

R_c – питома газова постійна сухого повітря ($R_c = 287$ Дж/(кг·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

$$T = 273(1 + \alpha \cdot t) \quad (18.4)$$

і використовувати десяткові логарифми. Тоді

$$z_{\text{в}} - z_{\text{н}} = B(1 + \alpha \bar{t}) \lg \frac{P_{\text{н}}}{P_{\text{в}}}, \quad (18.5)$$

$$h = 18400(1 + 0.004 \bar{t}) \lg \frac{P_{\text{н}}}{P_{\text{в}}}, \quad (18.6)$$

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

$B = 18400$ м – барометрична постійна;

$z_{\text{в}} - z_{\text{н}} = dz = h$ – 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 $z_{\text{ст}}$ над рівнем моря і температуру $t_{\text{ст}}$ на цій станції, вираховують спочатку уяву 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 $0,5^\circ\text{C}$ на кожні 100 м. Тобто, температура на рівні моря

$$t_{p.m.} = t_{ct} + 0,005 \cdot z_{ct} \quad (18.7)$$

За середню температуру уявного стовпа повітря приймається середнє арифметичне

$$\bar{t} = (t_{cm} + t_{p.m.}) / 2. \quad (18.8)$$

За тиском на станції і одержаній середній температурі визначається тиск на рівні моря, припускаючи, що $p_n = p_{p.m.}$, $z_n = 0$, $p_6 = p_{cm}$, $z_6 = z_{cm}$.

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 °С. Необхідно привести значення тиску до рівня моря.

$$z_{p.m.} = z_n = 0 \text{ м}$$

$$z_6 = 100 \text{ м}$$

$$p_6 = 950 \text{ гПа}$$

$$t_6 = 20 \text{ °С}$$

$$t_{p.m.} = t_6 + 0,005 \cdot z_6 = 20 + 0,005 \cdot 100 = 20,5 \text{ °С}$$

Використовуємо формулу Лапласа (4.5): $z_6 - z_n = B(1 + \alpha \bar{t}) \lg \frac{p_n}{p_6}$,

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

18.3 Вертикальний баричний градієнт

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

$$G_6 = -\frac{dp}{dz} \cdot 100, \text{ гПа/100м.} \quad (18.9)$$

Приклад: Атмосферний тиск біля земної поверхні 1000 гПа при температурі 11 °С. На деякій висоті тиск на 50 гПа менший і температура становить 9 °С. Визначити величину G_6 . Середня температура шару повітря буде $(11 + 9) / 2 = 10$. За формулою Лапласа (18.6) визначаємо товщину шару повітря:

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

Звідси вертикальний баричний градієнт

$$G_6 = -50 \cdot 100 / 426,7 = -11,7 \text{ гПа/100 м.}$$

18.4 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.

$$h = -\frac{dz}{dp}, \text{ м/гПа} \quad (18.10)$$

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

$$h = \frac{8000}{p}(1 + 0,004 \cdot t), \text{ м/гПа} \quad (18.11)$$

Приклад: Атмосферний тиск біля земної поверхні 1000 гПа. Температура повітря 0 °С. Визначити баричний ступінь. Використаємо скорочену формулу Бабіне (18.11):

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

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

$$h = -\frac{dz}{dp} = \frac{-dz}{-q\rho dz} = \frac{1}{q\rho} = \frac{R_c \cdot T_B}{q\rho}, \text{ м/гПа} \quad (18.12)$$

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 змінюється: 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.

18.5 Баричне поле

Баричним полем називають розподіл атмосферного тиску на площині. Для виявлення розподілу атмосферного тиску здавна складають синоптичні карти (рис. 18.2).

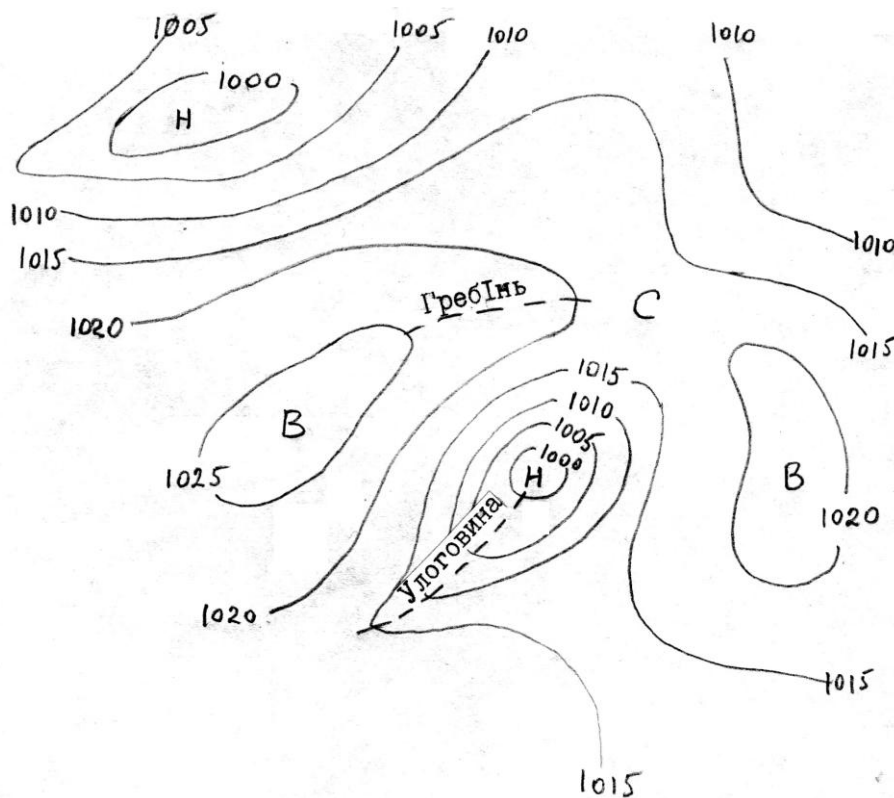


Рисунок 18.2 – Баричні системи на синоптичній карті:

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. 18.2). 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.

18.6 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. 18.3).

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

$$G_r = -\frac{dp}{dn} \cdot 111, \text{ гПа/градус меридіану} \quad (18.13)$$

або

$$G_r = -\frac{dp}{dn} \cdot 100, \text{ гПа/100 км} \quad (18.14)$$

де d_n – найкоротша відстань між двома сусідніми ізобарами, км
 d_p – 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 горизон-

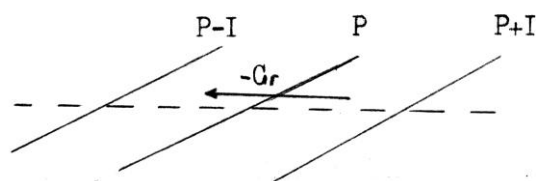


Рисунок 18.3 – Вертикальний розріз ізобаричних поверхонь та напрямок горизонтального баричного градієнта

тальний 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 № 19. РУХ ПОВІТРЯ В АТМОСФЕРІ – ВІТЕР

План

- 19.1 Вплив вітру на складові біосфери Землі
- 19.2 Характеристики вітру
- 19.3 Сили, які впливають на швидкість та напрямок вітру
- 19.4 Різновиди вітру
- 19.5 Перенос та дифузія домішок в атмосфері

Завдання на самопідготовку

19.1 Вплив вітру на складові біосфери Землі

Вітер активно впливає на кліматоутворення та викликає ряд геологічних процесів: ерозію, перенесення пилу з пустель, відкладання матеріалів. Переважаючі 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 проектуються 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 злету і гальмування відстані та зменшує кут злету 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 розроблюються 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, парашанеризм, 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 виринаються з землі, а ламкі дерева, такі як евкаліпт або гібікус, 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.

19.2 Характеристики вітру

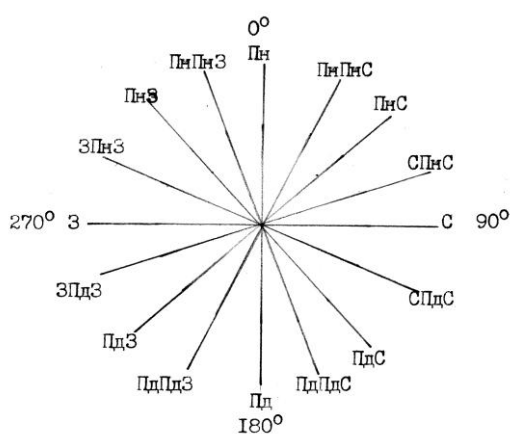


Рисунок 19.1 – Напрямок вітру в румбах та градусах

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 вітер. Напрямок вітру визначається в румбах або в градусах. Українські назви румбів можна замінити міжнародними: N – норд, E – ост, S – зюйд, W – вест (рис. 19.1). 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. 19.2).



Рисунок 19.2 – Приклади анемометрів

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).

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

$$V = 3 \cdot G_g, \text{ м/с} \quad (19.1)$$

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

$$P = 0,25 \cdot V^2, \text{ кг/м}^2 \quad (19.2)$$

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. 19.3). 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.

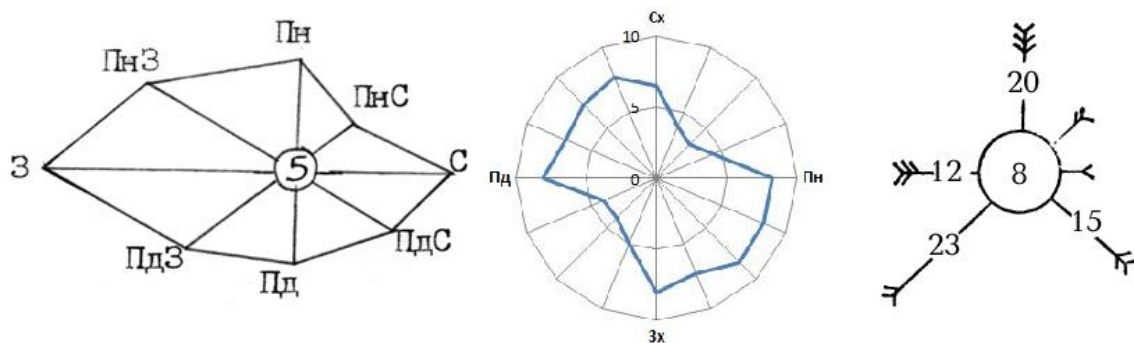


Рисунок 19.3 – Приклади рози вітрів

19.3 Сили, які впливають на швидкість та напрямок вітру

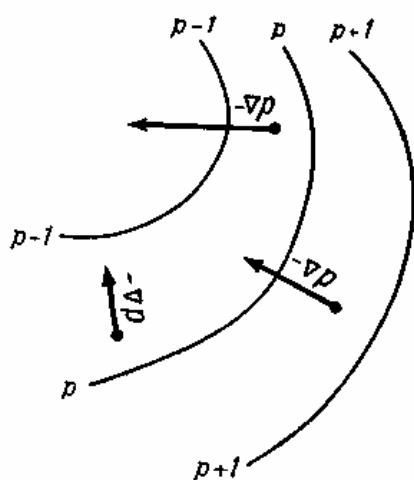


Рисунок 19.4 – Горизонтальний баричний градієнт – сила, що викликає вітер і змінює його швидкість

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. 19.4). А це ж і є напрямок баричного градієнта – d_p/d_n .

Прискорення руху повітря тим більше, чим більший баричний градієнт. Отже, ба-

ричний 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

$$-\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}. \quad (19.3)$$

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 $1 \text{ гПа} = 10^2 \text{ Н/м}^2 = 10^2 \text{ кг/(м} \cdot \text{с}^2)$. Підставивши ці значення у вираз $-(1/\rho \cdot d_p/d_n)$ одержимо 10^{-3} м/с^2 . Отже баричний градієнт 1 гПа/100 км створює прискорення $0,001 \text{ м/с}^2$, градієнт 2 гПа/100 км – $0,002 \text{ м/с}^2$ 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. 19.5).

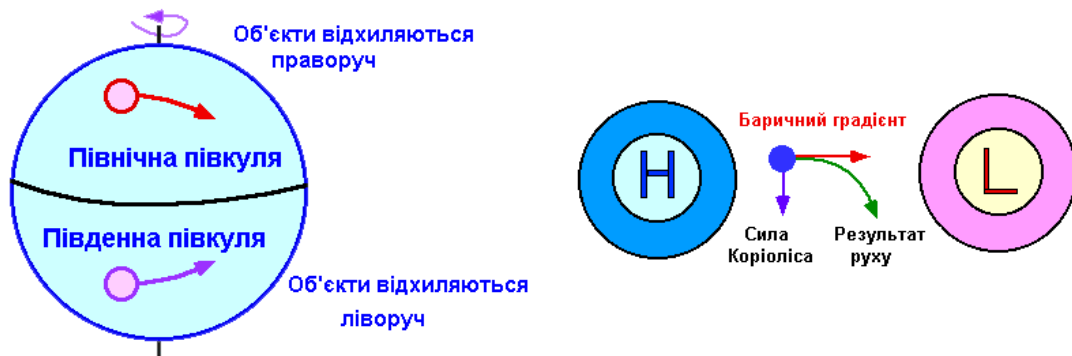


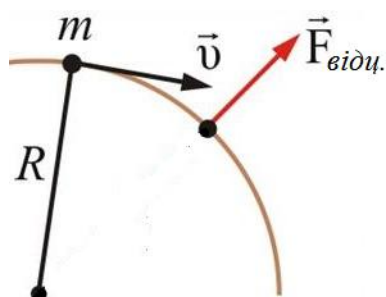
Рисунок 19.5 – Відхиляюча сила обертання Землі або сила Коріоліса

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

$$A = 2\omega \cdot V \cdot \sin\varphi, \quad (19.4)$$

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. 19.6).

$$C = V^2 / r, \quad (19.5)$$

Рисунок 19.6 – Відцентрова сила

де r – радіус кривизни траєкторії руху.

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

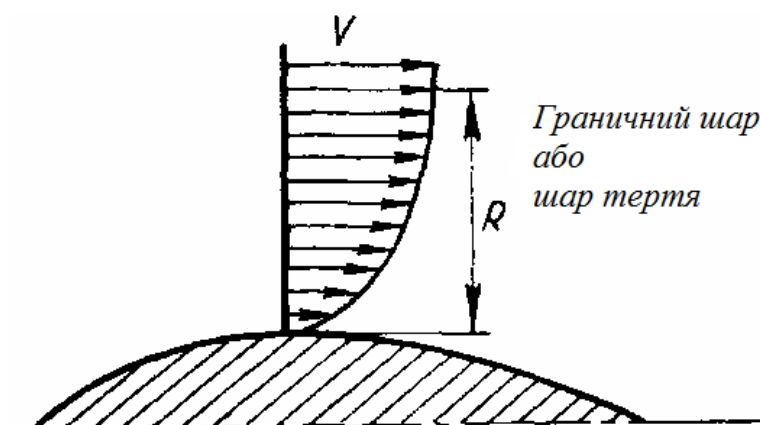
Нарешті четверта сила – це **сила тертя**, яка значно зменшує швидкість руху повітря. Вона спрямована проти руху повітря і визначається за виразом

$$R = k \cdot V, \quad (19.6)$$

де V – швидкість вітру,

k – коефіцієнт тертя, який завжди менше 1.

Повітря рухається над нерівною шорсткою поверхнею і, відчуваючи 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**.

Рисунок 19.7 – Граничний шар або шар тертя

Вище цього шару розташована **вільна атмосфера** (рис. 19.7).

19.4 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. 19.8).

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

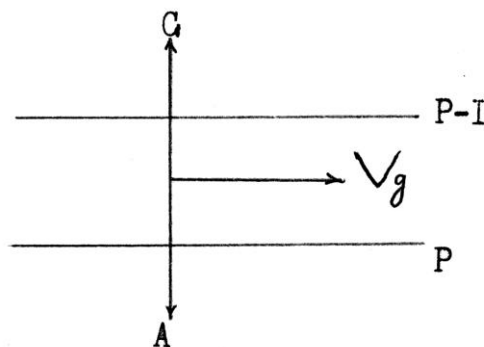


Рисунок 19.8 – Геострофічний вітер:
 G – сила баричного градієнту,
 A – відхиляюча сила обертання Землі,
 V_g – швидкість вітру

$$-1/\rho \cdot dp/d_n = 2\omega \cdot V_g \cdot \sin\varphi \quad (19.7)$$

звідси

$$V_g = -\frac{1}{2\rho \cdot \omega \cdot \sin\varphi} \cdot \frac{dp}{dn} \quad (19.8)$$

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

$$V_g = -\frac{5,4}{\sin\varphi} \cdot \frac{dp}{dn} \quad (19.9)$$

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 дода-

ється 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. 19.9).

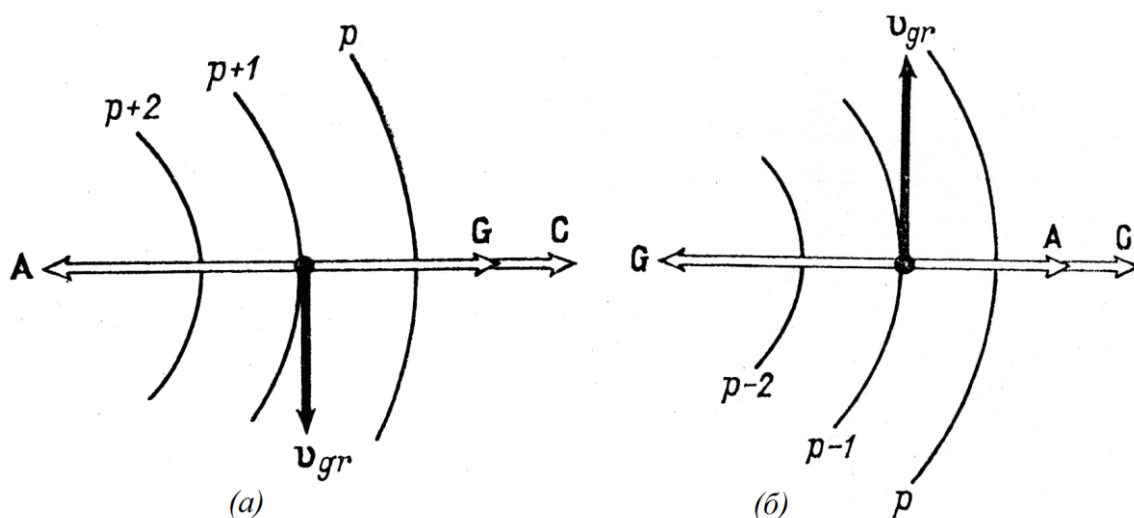


Рисунок 19.9 – Градієнтний вітер у північній півкулі в антициклоні (а) та циклоні (б):

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 зрівноважуються всі три названі сили

$$\pm \frac{V_{gr}^2}{r} + 2\omega \cdot V_{gr} \sin \varphi = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}. \quad (19.10)$$

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

$$V_{gr} = -\omega \cdot r \cdot \sin \varphi + \sqrt{(\omega \cdot r \cdot \sin \varphi)^2 - \frac{r}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}} \quad (\text{для циклону}), \quad (19.11)$$

$$V_{gr} = \omega \cdot r \cdot \sin \varphi - \sqrt{(\omega \cdot r \cdot \sin \varphi)^2 + \frac{r}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}} \quad (\text{для антициклону}). \quad (19.12)$$

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 віддаленні 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. 19.10). **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.

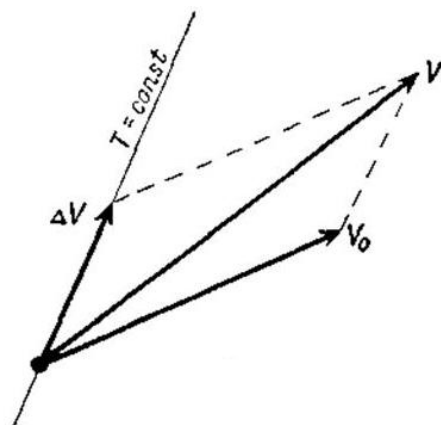


Рисунок 19.10 – Термічний вітер:

V_0 – вітер на нижньому рівні, ΔV – термічний вітер, V – вітер на верхньому рівні

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 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.

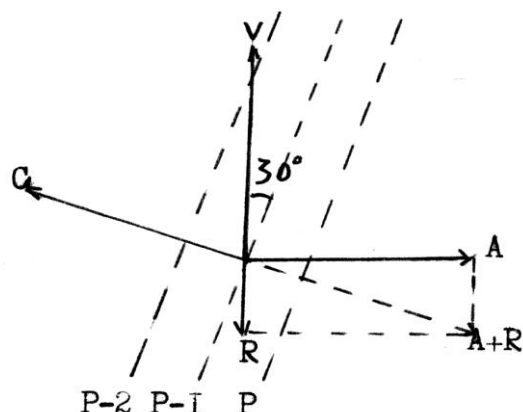


Рисунок 19.11 – Вітер у шарі тертя

житись три сили: сила баричного градієнта, відхиляюча сила та сила тертя – це **геотриптичний вітер** (рис. 19.11).

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. 19.11 видно, що між силою баричного градієнта і швидкістю вітру не прямий, а гострий кут. Можна стверджувати, що напрямок вітру спрямований не

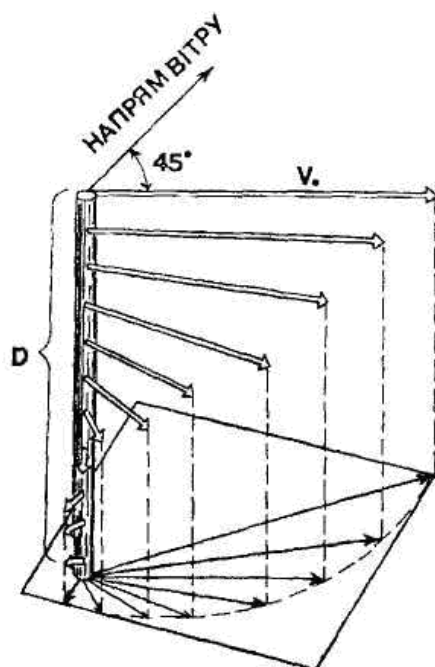


Рисунок 19.12 – Графік зміни напрямку та швидкості вітру в шарі тертя (спіраль Екмана)

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 зрівнова-

вздовж ізобар, а відхиляється від них ліворуч у північній півкулі на кут в середньому 30°. Над морем цей кут зменшується до 10-20°, над суходолом збільшується до 40-50°. 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 відхилявся від ізобар ліворуч, то при піднятті догори вітер повертає праворуч за годинниковою стрілкою. Одночасно швидкість вітру з віддаленням від землі збільшується (рис. 19.12).

На графіку представлено напрямки та швидкості 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. 19.13)

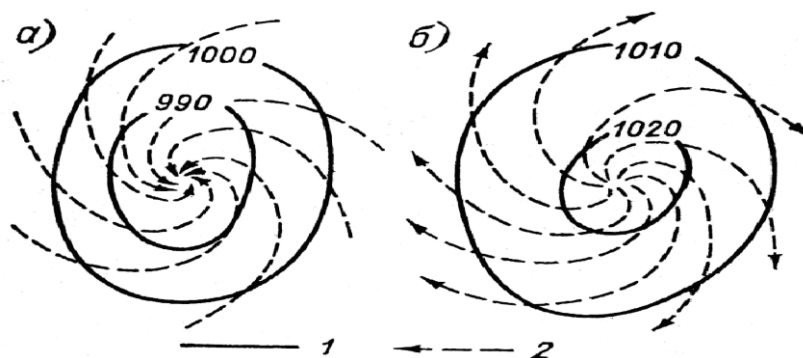


Рисунок 19.13 – Ізобари (1) та траскторії перенесення повітря (2) в приземних шарах циклону (а) та антициклону (б) у північній півкулі

Провівши лінії плинину в 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 плинину також як спіраль, яка розходить від центру за годинниковою стрілкою. У цьому випадку центр антициклону є *точкою розходження ліній плинину або точкою дивергенції*. У південній півкулі лінії плинину 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**.

19.5 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. 19.14).

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



Рисунок 19.14 – Забруднення міського повітря

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. 19.15). Загальними для всіх міст і сезонів є наступні закономірності: при стійкій стратифікації забруднення повітря зменшується з посиленням вітру.



Рисунок 19.15 – 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. 19.16). 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 Кріоліса 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 геотриптичний 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 приземному шарі залежно від швидкості вітру.

ЛЕКЦІЯ № 20. КРУГООБІГ ВОДИ В АТМОСФЕРІ. ХМАРНІСТЬ

План

- 20.1 Кругообіг води в атмосфері та його вплив на стан складових біосфери Землі.
- 20.2 Фізичні умови формування хмарності.
- 20.3 Міжнародна класифікація хмар.
- 20.4 Особливості видів хмар.
- 20.5 Світлові явища у хмарах.

Завдання на самопідготовку

20.1 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, земною поверхнею і біосферою, що складається з процесів випаровування, перенесення водяної пари в атмосфері, її конденсації в атмосфері, випа-

дання опадів і стоку (рис. 20.1). На землі вода існує в трьох агрегатних станах: рідкому, твердому та газоподібному.

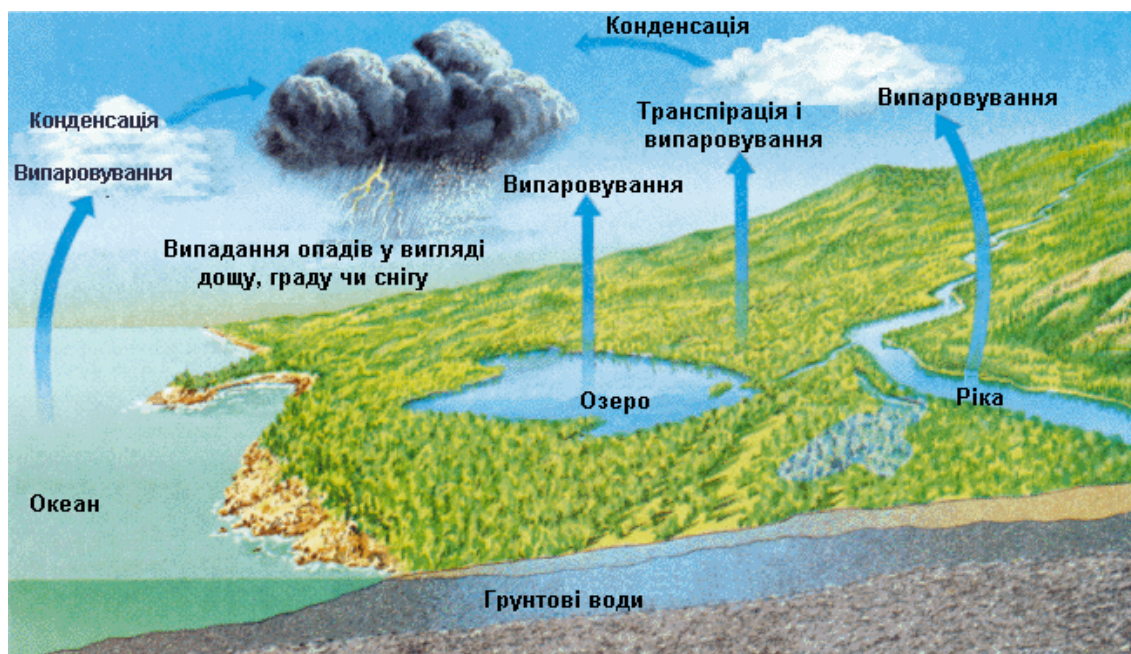


Рисунок 20.1 – Схема кругообігу води

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. 20.1).

Таблиця 20.1 – 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. 20.2):

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.

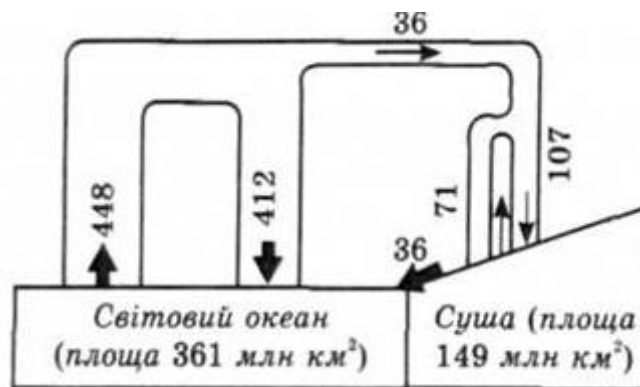


Рисунок 20.2 – Баланс кругообігу води на Землі

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. 20.2). Вони змінюються від декількох годин до декількох десятків тисячоліть.

Таблиця 20.2 – 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.

20.2 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 °С на кожні 100 м висоти. Тому для початку конденсації досить повітрю 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 атмосферних 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 °С. Коли ж в атмосфері вже є кристали льоду, то сублімація на їхній поверхні відбувається і за температури нижче –6-8 °С.

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

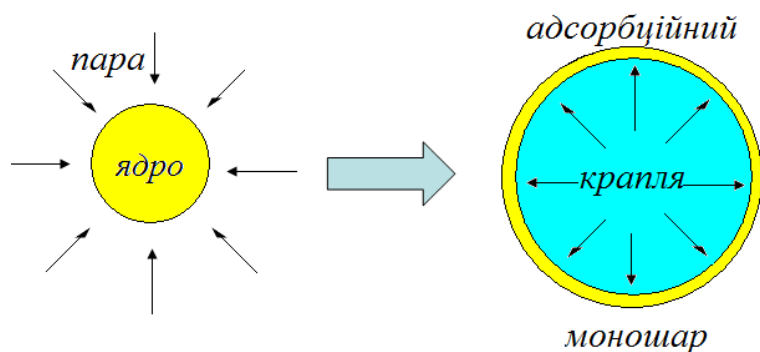


Рисунок 20.3 – Утворення краплі води на ядрі конденсації

Краплі води при конденсації водяної пари утворюються на **ядрах конденсації** (рис. 20.3). 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.

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 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 $0,1$ – $1,0\text{ мкм}$. Поблизу земної поверхні в 1 см^3 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 мікрметра. 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 дробляться, 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.

20.3 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 – Перисто-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).

20.4 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. 20.4) – найвищі хмари тропосфери. Складаються з кристалів льоду. Вони світло-сірого кольору, напівпрозорі, пропускають частково прямі сонячні промені, тому предмети мають тіні.



Рисунок 20.4 – 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. 20.5) значно щільніші. Сонце та Місяць через них просвічують у вигляді розмитих плям, але прямих сонячних променів уже немає і предмети не створюють тіні.



Рисунок 20.5 – Хмари середнього ярусу:

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.

Високо-купчасті хмари мають вигляд шарів та гряд сірого кольору, які складаються з плоских валів, дисків, пластин. Вони часто простягаються у вигляді 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. 20.6). *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 голок. Коли утворюється тонкий шар хмар, то диск Сонця чи Місяця може посвічувати крізь хмари. Інколи хмари можуть мати вигляд суцільного шару порваних клаптів.



Рисунок 20.6 – Хмари нижнього ярусу:

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

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 переохолоджену 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. 20.7). 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.

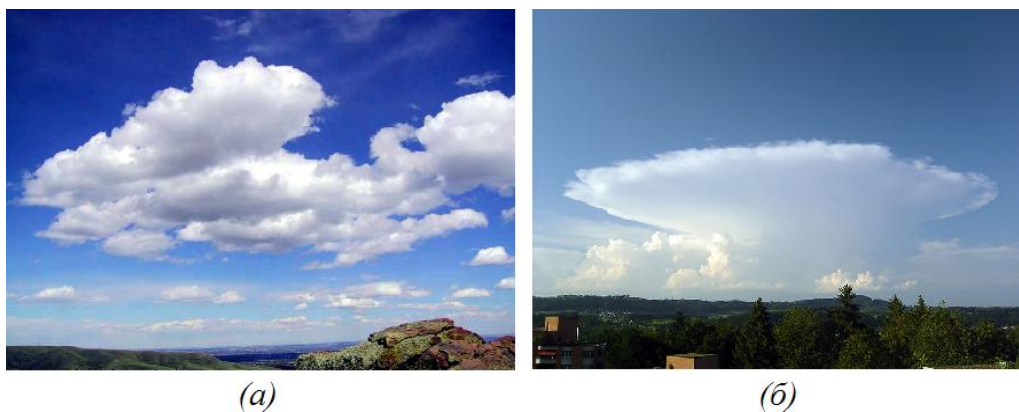


Рисунок 20.7 – Хмари вертикального розвитку:

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 во-

ни 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 10 км, 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 вгору. 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 вгору 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 середині 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.

20.5 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. 20.8). 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 zenіті – zenітна 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 20.8 - 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. 20.9). 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.

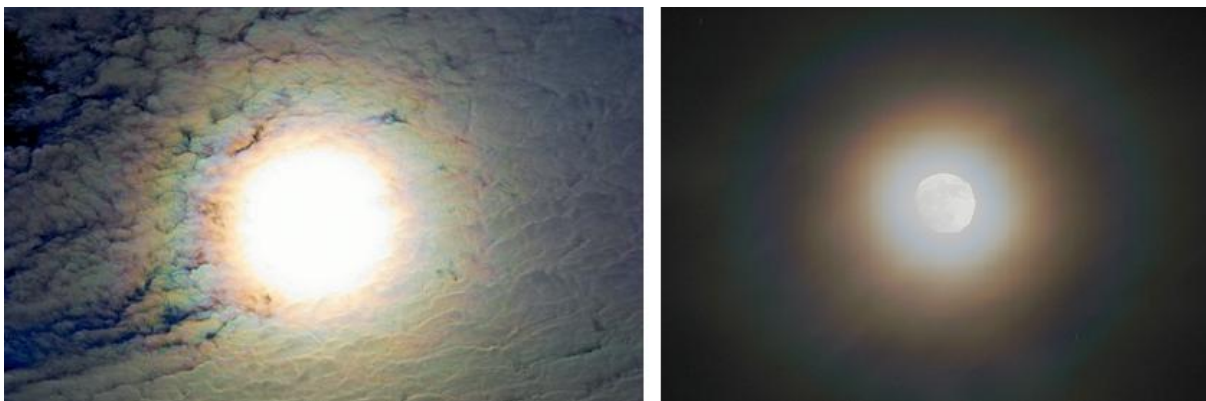


Рисунок 20.9 – Вінець або ореол

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. 20.10). Це ореол навколо точки, прямо протилежної диску світила. На ці хмари падає тінь спостерігача і ореол вінчає тінь його голови.

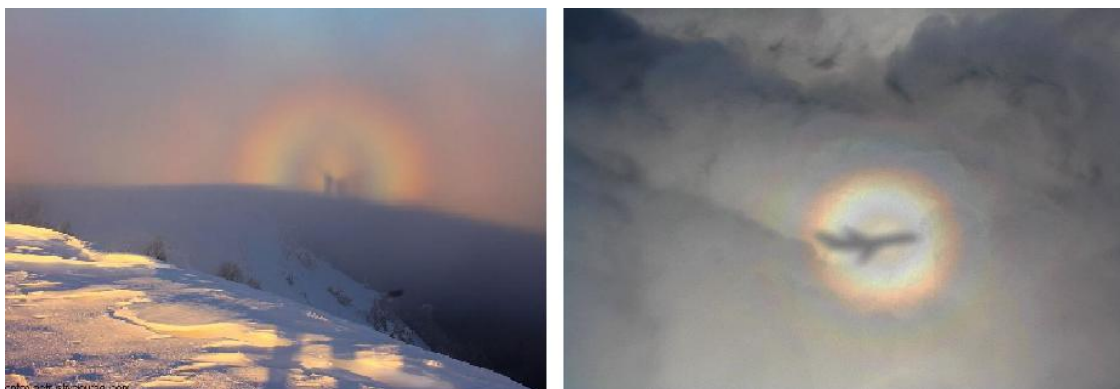


Рисунок 20.10 - Глорія

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».

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



Рисунок 20.11 - 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 обрії, 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 № 21. ТУМАНИ, ОПАДИ ТА ЕЛЕКТРИЧНІ ЯВИЩА У ХМАРАХ

План

- 21.1 Серпанок, туман, імла
- 21.2 Наземні гідрометеори та ожеледь
- 21.3 Умови утворення атмосферних опадів
- 21.4 Класифікація атмосферних опадів
- 21.5 Електризація хмар та опадів
- 21.6 Активний вплив людини на атмосферні процеси

Завдання на самопідготовку

21.1 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. 21.1). 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).

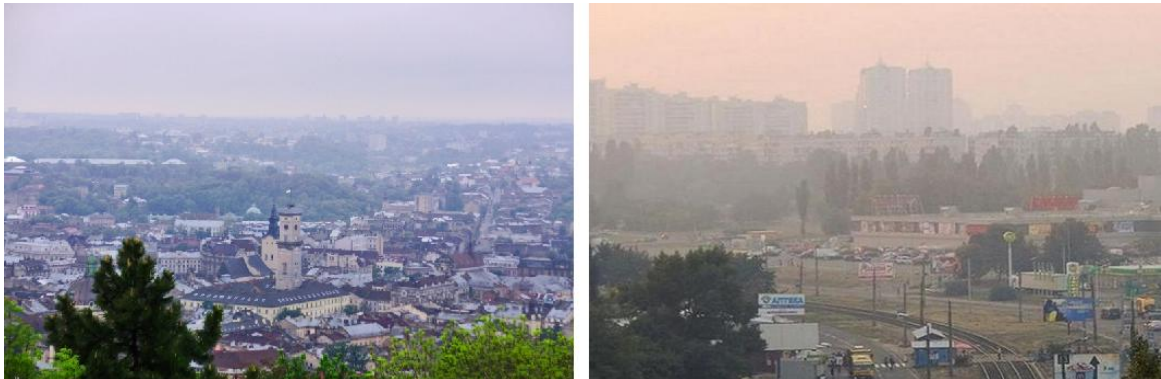


Рисунок 21.1 – Серпанок

Туман – атмосферне явище, що полягає в скупченні продуктів конденсації та сублімації, завислих в повітрі безпосередньо над землею, з горизонтальною видимістю до 1 км (рис. 21.2). 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 %.



Рисунок 21.2 – Туман

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

ється **імлою** (рис. 21.3). 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 квітненні 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.

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 21.3 – 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 основних 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 переміщення розповсюджує вихолодження 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 вихолодженні 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 тумани випаровування утворюються тоді, коли холодне повітря з крижаного покриття 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 звожують 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 час-

тини 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.

21.2 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. 21.4). Відбувається сублімація водяної пари з повітря, яке прилягає безпосередньо до холодних поверхонь.



Рисунок 21.4 – Іній

Паморозь – це пухкі крихкі кристали, які утворюються на вертикальних поверхнях предметів, на гілках дерев проводах тощо (рис. 21.5). 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 21.5 – Паморозь

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.

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 слабко 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 замерзанні при температурі нижче 0 °C (рис. 21.6).



Рисунок 21.6 - 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. 21.7). Це і шар льоду, який утворився при ожеледі, це і замерзла вода, яка появилася на дорозі при таненні снігу.



Рисунок 21.7 – 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.

21.3 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 хмар 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 °С. Отже хмари у своєму вертикальному розвитку повинні досягти рівня кристалізації, тобто вони повинні досягти ізотерми, як мінімум -10 °С. 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 хмарию 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 десятків 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.

21.4 Класифікація атмосферних опадів

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

Облогові опади випадають із шарувато-дошових 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-дошових хмар. Вони не тривалі, але можуть бути дуже інтенсивними. Короткочасність опадів пояснюється відносно невеликими розмірами купчасто-дошових хмар у помірних широтах. Середня площа, охоплена одночасно одним зливовим дощем становить близько 20 км^2 . При швидкості вітру на висоті хмари 40 км/год. зливовий дощ з однієї хмари триває 0,5 год. Інколи купчасто-дошова 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 землею 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 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. Зіро-

чки 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 стискується. 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. 21.8). 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 знати скільки води потрібно подати на одиницю площі для оптимального її зволоження.

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. Окремо можна обчислити кількість днів з опадами більше 1 мм, більше 10 мм тощо. Визначаються й інші показники режиму опадів.



Рисунок 21.8 – Опадомір

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. 21.9, 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 короточасними. Особливо сильні хуртовини спостерігаються на узбережжі Антарктиди, де спостерігаються дуже сильні вітри, а сніговий покрив сухий через низькі температури.



(а)

(б)

Рисунок 21.9 – Хуртовина (а) та заметіль (б)

Заметіль (*метелиця*), при якій сніг піднімається вітром з поверхні снігового покриву (рис. 21.9, 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 виникнення 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.

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.

21.5 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 десятих долей 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 тополлю 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 **гromовідводи** (рис. 21.10).



Рисунок 21.10 – Громовідвід

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.

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 хворіють. 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, кін

ців щогл кораблів, гострих виступів скель тощо (рис. 21.11). 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 21.11 – Вогні святого Ельма

21.6 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 переохолоджені 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. 21.12).



Рисунок 21.12 – Тверда вуглекислота – сполука, що нагріваючись в атмосфері, стимулює опади

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 кристаликів льоду, які стають ядрами

сублімації водяної пари і на них виростають сніжинки. При випаровуванні 1 г твердої вуглекислоти утворюється близько 10^{16} льодяних кристалів.

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. 21.13). 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 21.13 – 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 характеру 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 тане 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 ізолюваного 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 № 22. ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ

План

- 22.1. Повітряні маси
- 22.2. Атмосферні фронти
- 22.3. Циклони
- 22.4. Антициклони
- 22.5. Місцеві вітри

Завдання на самопідготовку

22.1 Повітряні маси

Повітряні маси – це великі об'єми повітря у тропосфері з порівняно однаковою температурою, вмістом вологи та пилу (рис. 22.1). 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**:

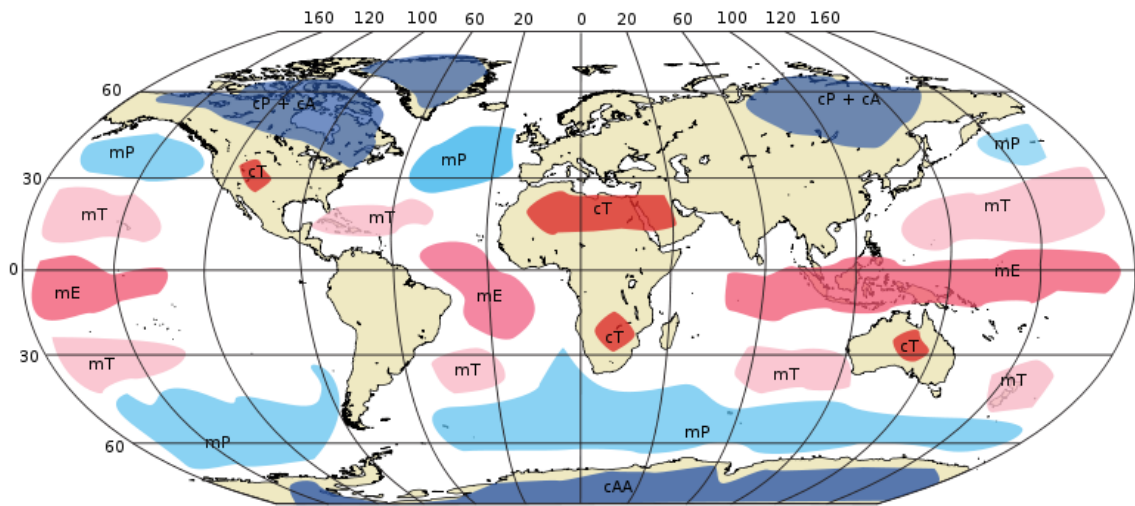


Рисунок 22.1 – Глобальний розподіл повітряних мас

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

Усі вони мають свої **характерні властивості** (рис. 22.2).



Рисунок 22.2 – 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.

Інколи 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.

22.2 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. 22.3).

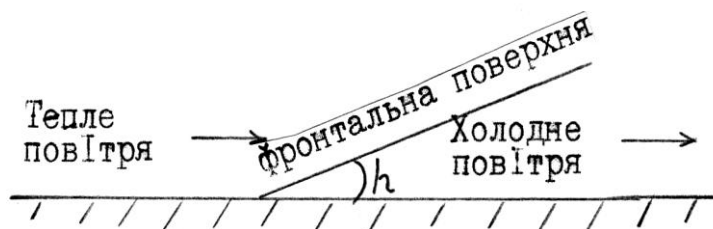


Рисунок 22.3 – Вертикальний розріз фронтальної поверхні

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. 22.4). Клин холодного повітря під натиском теплого повільно відступає і його місце займає тепле повітря.



Рисунок 22.4 – 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 фронти 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 теплого, то фронт називається **холодним** (рис. 22.5). Холодне повітря тяжке, тому воно підтікає під тепле і витісняє його угору. Залежно від швидкості руху холодні фронти поділяють на фронти першого і другого роду.

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 фронти поблизу земної поверхні це лінії

конвергенції, або лінії сходження повітряних потоків. Холодні фронти рухаються в тилівій (західній) частині циклонів.



Рисунок 22.5 – Схема холодного атмосферного фронту

Холодні фронти 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. 22.6). На фронтах оклюзії з'єднуються системи хмар обох фронтів, які займають величезні території.

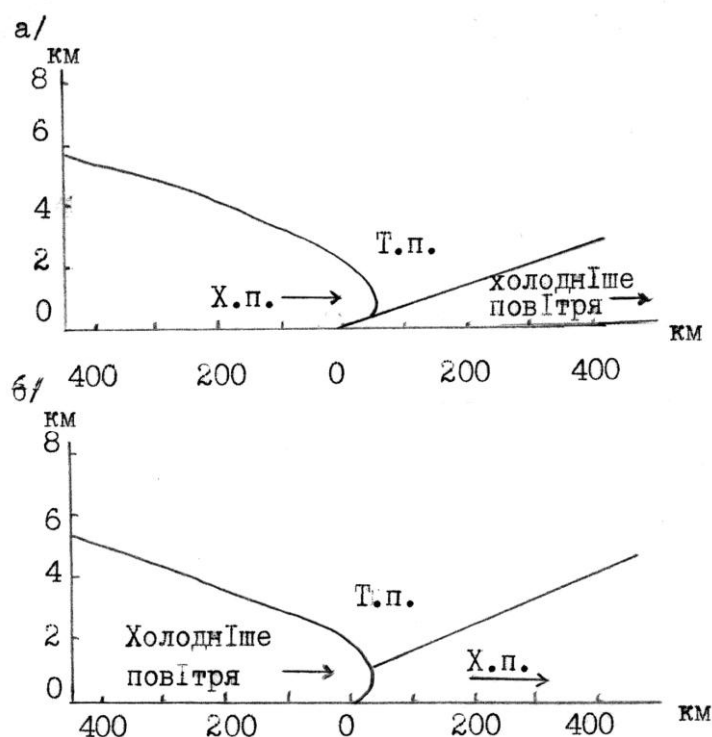


Рисунок 22.6 – Фронт оклюзії: за типом теплового фронту (а)
та за типом холодного фронту (б)

Фронти оклюзії бувають за типом **теплого** (рис. 22.6, а) та **холодного** (рис. 22.6, б) фронтів. Якщо за холодним фронтом повітря тепліше, ніж перед теплим, то це повітря натікає на холодніше і піднімається угору вздовж фронтальної 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.

На синоптичних картах теплі фронти проводять червоним кольором, холодні – синім, а фронти оклюзії – коричневим (рис. 22.7).

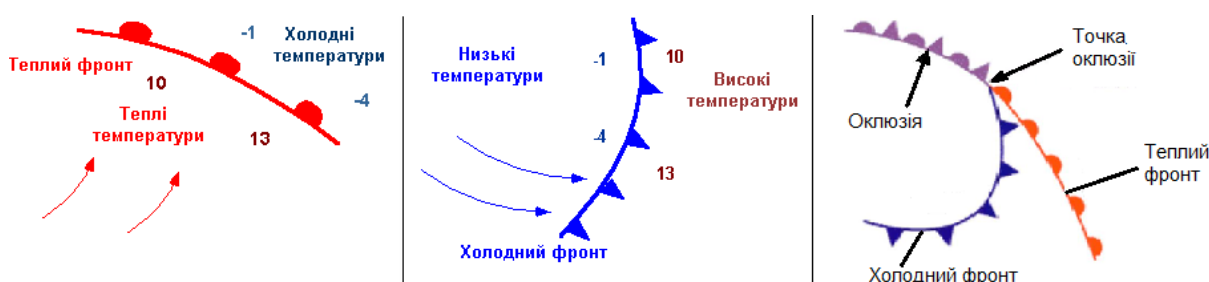


Рисунок 22.7 – Зображення на синоптичній карті теплового, холодного фронтів і фронту оклюзії

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.

22.3 Циклони

Циклони (від грецького «циклос» – круг, коло) – величезні атмосферні вихори із замкненими ізобарами і найнижчим тиском у їхньому центрі (рис. 22.8). Повітря в циклонах переноситься від окраїн до центру проти руху годинникової стрілки у північній півкулі та за ходом годинникової стрілки у південній.

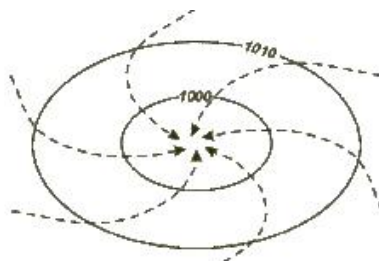


Рисунок 22.8 – Циклон (у північній півкулі)

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. 22.9). 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 теплого 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.

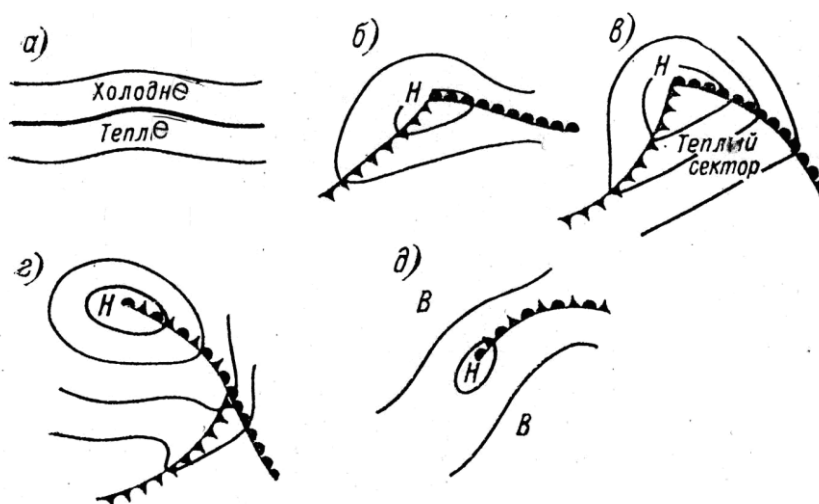


Рисунок 22.9 – Схема розвитку фронтальних циклонів:

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

Фронт в циклоні загострюється внаслідок конвергенції повітряних течій. Ділянка теплого фронту рухається на північ, посилюється зменшення атмосферного тиску в передній (східній) частині циклону і він по-

глиблюється. 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 циклон. Це так званий **центральный циклон**, який утворюється в субполярних широтах (рис. 22.10). Центральний циклон сам формує провідні течії атмосфери, порушуючи цим зональні течії атмосфери. Циклони однієї серії існують близько тижня. Центральний циклон існує довше. Центральні циклони найчастіше утворюються у північній частині Атлантичного та Тихого океанів північної півкулі на відповідних широтах.

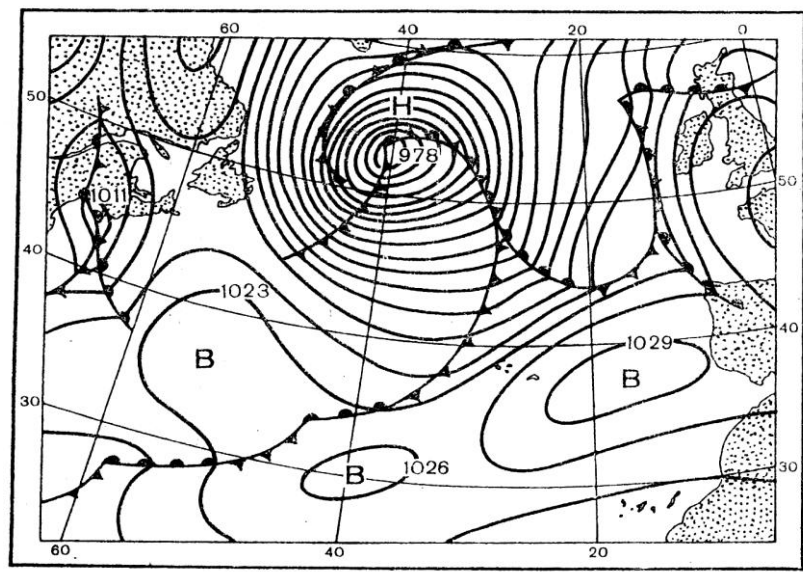


Рисунок 22.10 - Синоптична карта з центральним циклоном та субтропічним антициклоном

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-дошові, 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.

22.4 Антициклони

Антициклони (від грец. «анти» – проти та «циклос» – круг, коло) – величезні атмосферні вихори із замкненими ізобарами і найвищим атмосферним тиском у їхньому центрі (рис. 22.11). Повітря в них переноситься від центру до окраїн за годинниковою стрілкою у північній півкулі та проти руху годинникової стрілки у південній.

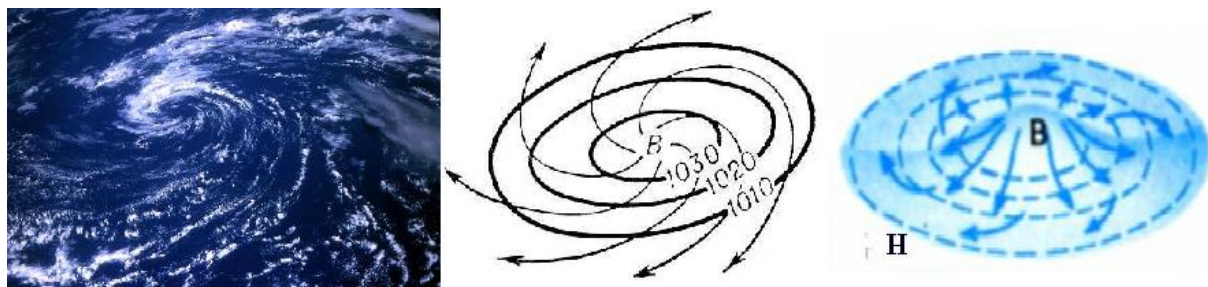


Рисунок 22.11 – Антициклон (у північній півкулі)

Антициклони виникають за межами атмосферних фронтів у холодному повітрі. За кожним циклоном серії виникають так звані проміжні антициклони (рис. 22.12). 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.

Антициклони також мають величезні розміри, як і циклони, і рухаються з такою ж швидкістю, оскільки їх швидкість визначається швидкістю провідної течії. Заключні 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.

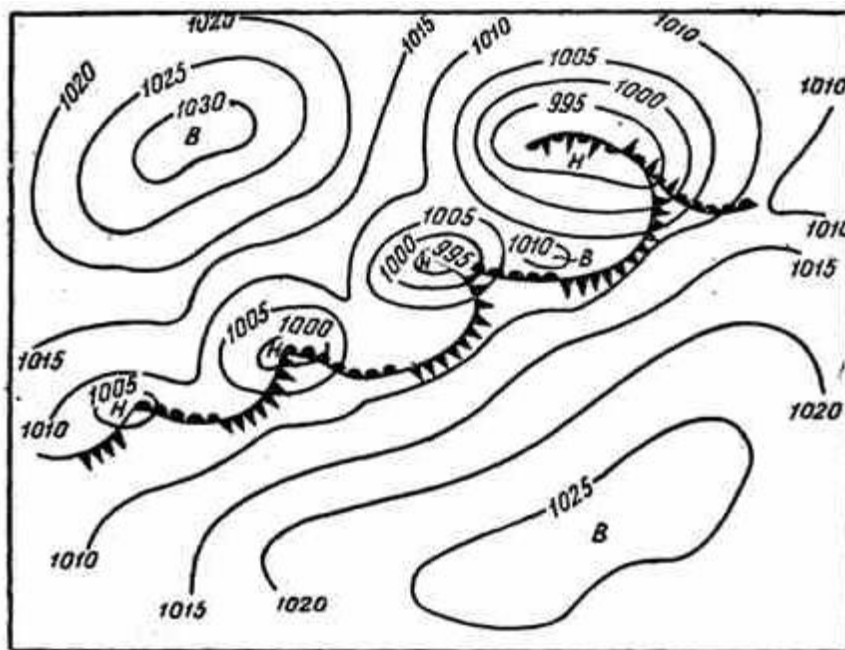


Рисунок 22.12 – Антициклони на синоптичній карті

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.

22.5 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. 22.13).

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.

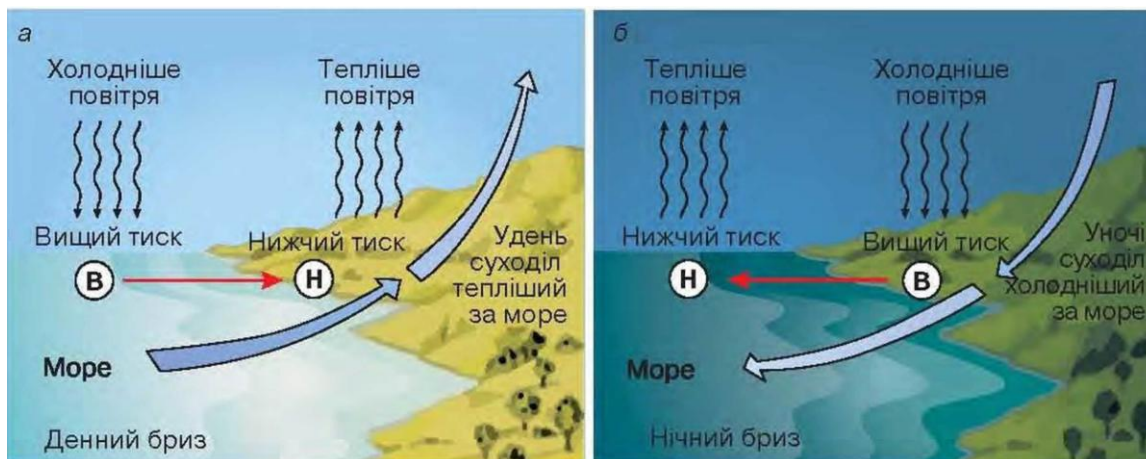


Рисунок 22.13 – Схема утворення бризу

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. 22.14). 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.

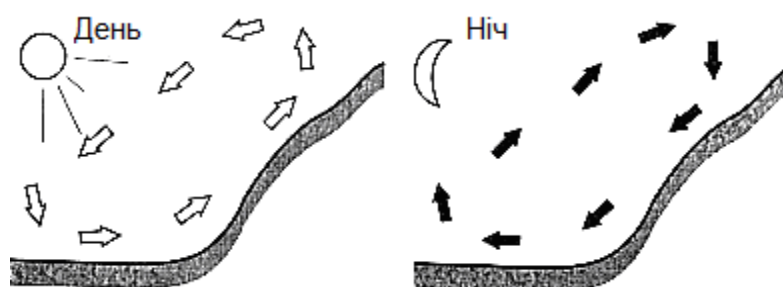


Рисунок 22.14 – Схема руху вітрів схилів

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. 22.15). Вперше описаний він в Альпах, але відомий у всіх гірських районах.

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.

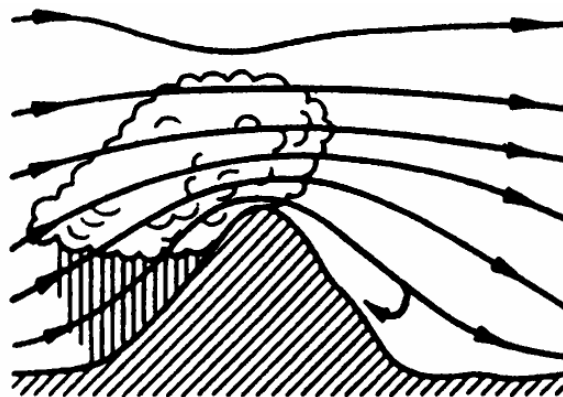


Рисунок 22.15 – Схема утворення фену

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. 22.16). 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.

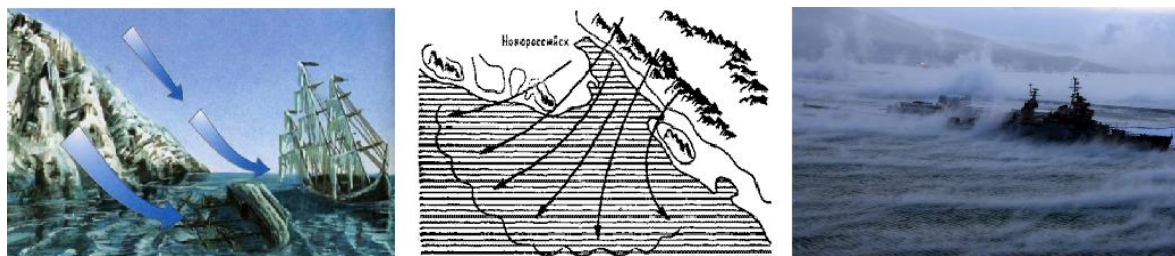


Рисунок 22.16 – Бора (сарма, містраль)

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°C . 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.

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 короткочасне посилення вітру до $15-20\text{ м/с}$ і більше (рис. 22.17). Шквали тривають кілька хвилин, іноді повторюються. За такий короткий час вони проявляють свою руйнівну силу. Шквали зумовлені купчасто-дощовими хмарами.

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.



Рисунок 22.17 – Схема утворення 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. 22.18). Виникають вихори влітку в дуже нагрітому вологому тропічному повітрі з нестійкою стратифікацією.

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 середині вихору різко знижується атмосферний тиск, тому там відбувається конденсація водяної пари. Найнижчий тиск зафіксовано в торнадо 912 гПа.



(a)

(б)

(в)

Рисунок 22.18 – Крупно масштабні атмосферні вихори:

а) смерч; б) тромб; в) торнадо

Швидкість руху вихору становить 30-40 км/год. Діаметр смерчів – десятки метрів, тромбів – сотні метрів, американські торнадо досягають кілометра. 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 5. РАДІАЦІЙНИЙ І ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ І ДНЮЧОЇ ПОВЕРХНІ

ЛЕКЦІЯ № 23. СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ В АТМОСФЕРІ

План

- 23.1. Випромінювання Сонця
- 23.2. Спектральний склад сонячної та земної радіації
- 23.3. Сонячна стала
- 23.4. Пряма сонячна радіація
- 23.5. Послаблення сонячної радіації в атмосфері
- 23.6. Сумарна сонячна радіація

Завдання на самопідготовку

23.1 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 розви-

тку 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 сяйв 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.

23.2 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. 23.1)

Таблиця 23.1 – 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. 23.2).

Таблиця 23.2 – 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.

23.3 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 Вт/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 $I_0 = 1,98 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{хв}) = 1382 \text{ Вт/м}^2 = 1,38 \text{ кВт/м}^2$

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.

23.4 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. 23.1).

Потік прямої сонячної радіації на перпендикулярну до променів поверхню познач-

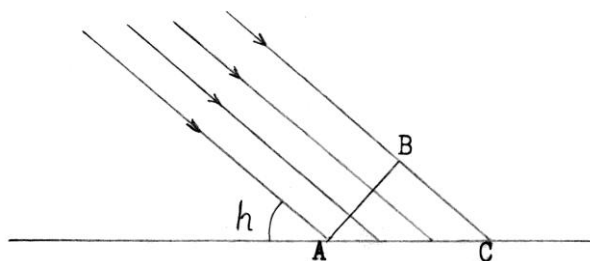


Рисунок 23.1 - Надходження прямої сонячної радіації на перпендикулярну до променів поверхню (AB) та на горизонтальну поверхню (AC)

чається **I** – **інтенсивність радіації**. Крім того визначається кількість тепла на одиницю горизонтальної поверхні **I'** – **інсоляція**. З рисунку 23.1 видно, що інсоляція визначається

$$I' = I \cdot \sin h, \quad (23.1)$$

де h – висота Сонця над обрієм.

23.5 Послаблення сонячної радіації в атмосфері

При проходженні крізь атмосферу сонячна радіація суттєво змінюється (рис. 23.2):

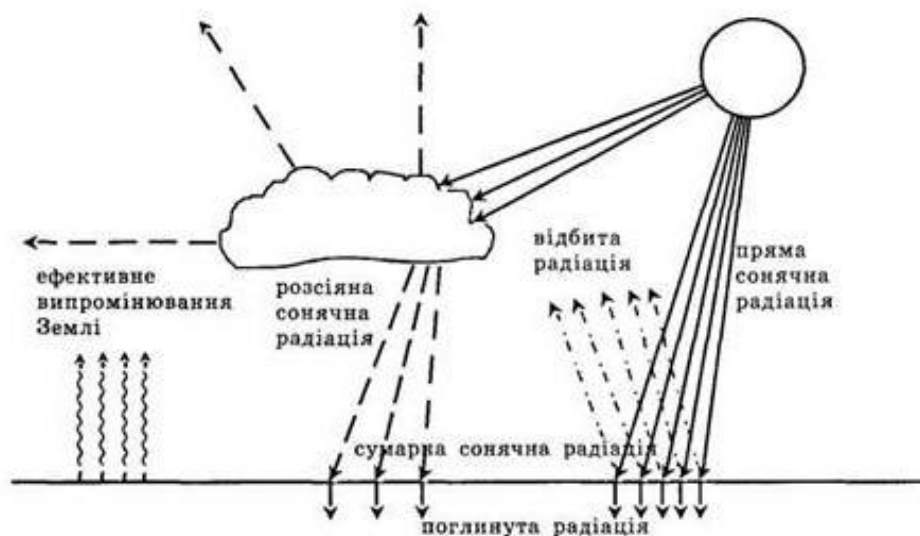


Рисунок 23.2 – Зміни Сонячної радіації в атмосфері

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

Процес засвоєння сонячної радіації має вибіркового або селективного 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. 23.3).

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

$$i = (\alpha/\lambda^4) \cdot I, \quad (23.2)$$

де I – потік прямої радіації,

α – коефіцієнт пропорційності, який залежить від кількості молекул газу в одиниці об'єму,

λ – довжина хвилі радіації,

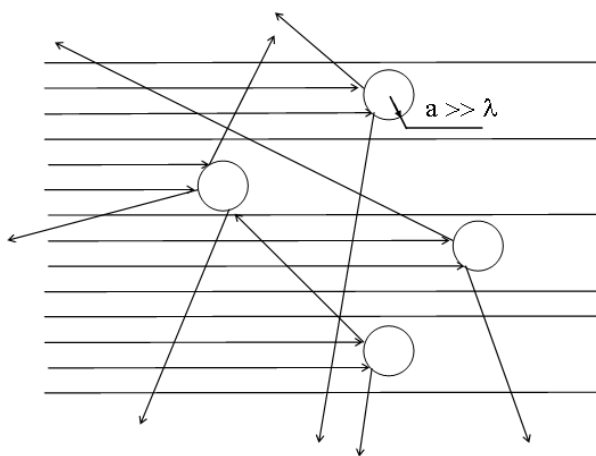


Рисунок 23.3 – Схематичне зображення розсіювання сонячних променів газовими складовими атмосфери

i – потік розсіяної радіації.

Тобто *короткі хвилі розсіюються більше* (табл. 23.3).

Таблиця 23.3 – 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 ранішні 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. 23.4).

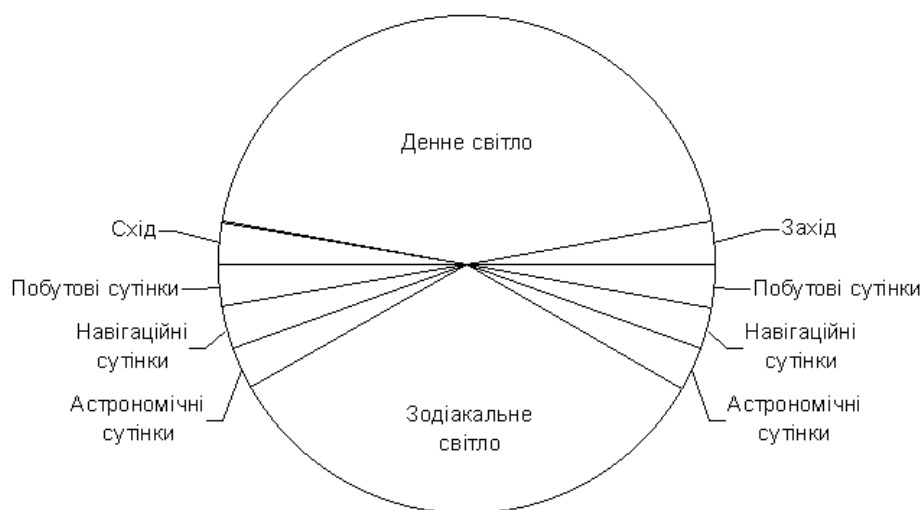


Рисунок 23.4 - Сутінки

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**. 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. 23.5).

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



Рисунок 23.5 – Зодіакальне світіння

23.6 Сумарна сонячна радіація

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

$$I_S = I \cdot \sin h + i = I' + i, \text{ кВт / м}^2 \quad (23.3)$$

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 більшу частину радіації. Дуже розсіюють радіацію тонкі прозорі хмари верхнього ярусу (C_i , C_s) та хмари, що освітлюються Сонцем збоку (C_u). 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 № 24. РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ ТА АТМОСФЕРИ

План

24.1. Засвоєння сонячної радіації земною поверхнею

24.2. Випромінювання земної поверхні та атмосфери

24.3. Радіаційний баланс земної поверхні.

Завдання на самопідготовку

24.1 Засвоєння сонячної радіації земною 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.

$$A = R / I_s \cdot 100 \%, \quad (24.1)$$

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

I_s – сумарна сонячна радіація, кВт /м².

Альбедо різних ділянок земної поверхні залежить від їх виду, кольору і вологості, стану рослинного покриву тощо (табл. 24.1).

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

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

$$B_k = (I \cdot \sin h + i) - R = I_S - R \quad (24.2)$$

Таблиця 24.1 – 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	80-95
Глиниста пустеля	29-31		60-70
Цілинний степ	16-18		40-45
Сухий степ	20-30	Морська крига	30-40
Поля картоплі, луки	15-25	Мілкі водойми	6-12
Поля пшениці та інші злаки у фазі: кущіння вихід у трубку вихід у трубку – молочна стиглість		Поверхня хмар	50-60
	14-18		
	18-22		
	20-25		

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

$$B_k = I_S - A \cdot I_S = I_S \cdot (1 - A) \quad (24.3)$$

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

24.2 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 К. 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})**

$$E_{ef} = E_z - E_a \quad (24.4)$$

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 ефективного 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 ефективного 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, ефективного 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°C , а близько -23°C .

24.3 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

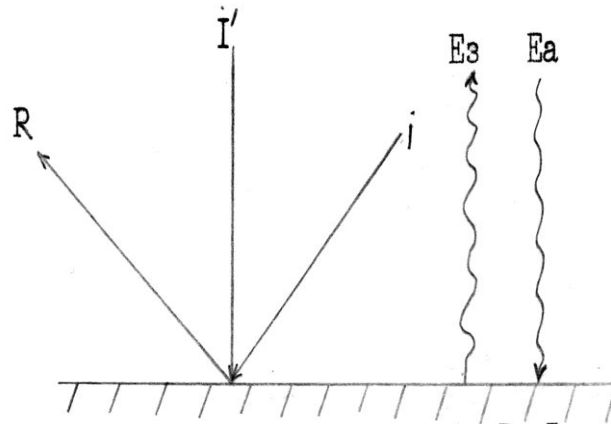
$$B = I' + i - R + E_a - E_z, \quad (24.5)$$

Тобто земна поверхня одержує пряму, розсіяну сонячну радіацію, зустрічне випромінювання атмосфери та втрачає відбиту сонячну радіацію і власне випромінювання Землі (рис. 24.1).

Рівняння радіаційного балансу можна виразити через баланс короткохвильової (B_k) та довгохвильової радіації (B_d)

$$B = B_k + B_d \quad (24.6)$$

$$\begin{aligned} \text{де } B_k &= I' + i - R = I_S - R = \\ &= I_S - A \cdot I_S = I_S \cdot (1 - A) B_d = \\ &= E_z - E_a = E_{\text{еф}} \end{aligned}$$



Тому

Рисунок 24.1 – Складові частини радіаційного балансу

$$B = I_S \cdot (1 - A) - E_{\text{еф}} \quad (24.7)$$

Наведемо складові радіаційного балансу в Києві (табл. 24.2)

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 альbedo снігу засвоюється мала частка сумарної радіації.

Таблиця 24.2 – Середні місячні та річні величини складових радіаційного балансу в Києві, МДж/м²

Радіаційний баланс та його складові	М і с я ц і												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 поверхню);

i – розсіяна радіація;

R – відбита сонячна радіація;

A – альbedo земної поверхні;

B – радіаційний баланс земної поверхні.

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

Річні величини радіаційного балансу поверхні суходолу змінюються від значень менше -200 МДж/м^2 в Антарктиді до $3700\text{--}4000 \text{ МДж/м}^2$ в тропічних широтах. В тропічних та субтропічних пустелях радіаційний баланс відносно малий через великі альbedo та ефективне випромінювання.

Радіаційний баланс поверхні океанів значно більший. На межі плаваючої криги він становить $600\text{--}800 \text{ МДж/м}^2$, а найбільше його значення 5800 МДж/м^2 в середині тропічних широт океанів. При переході з поверхні суходолу на водну поверхню спостерігаються розриви ізоліній. Це спричинено малим альbedo 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. 24.3). 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 24.3 – Середні широтні значення радіаційного балансу (МДж/м^2)

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. 24.2).

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».

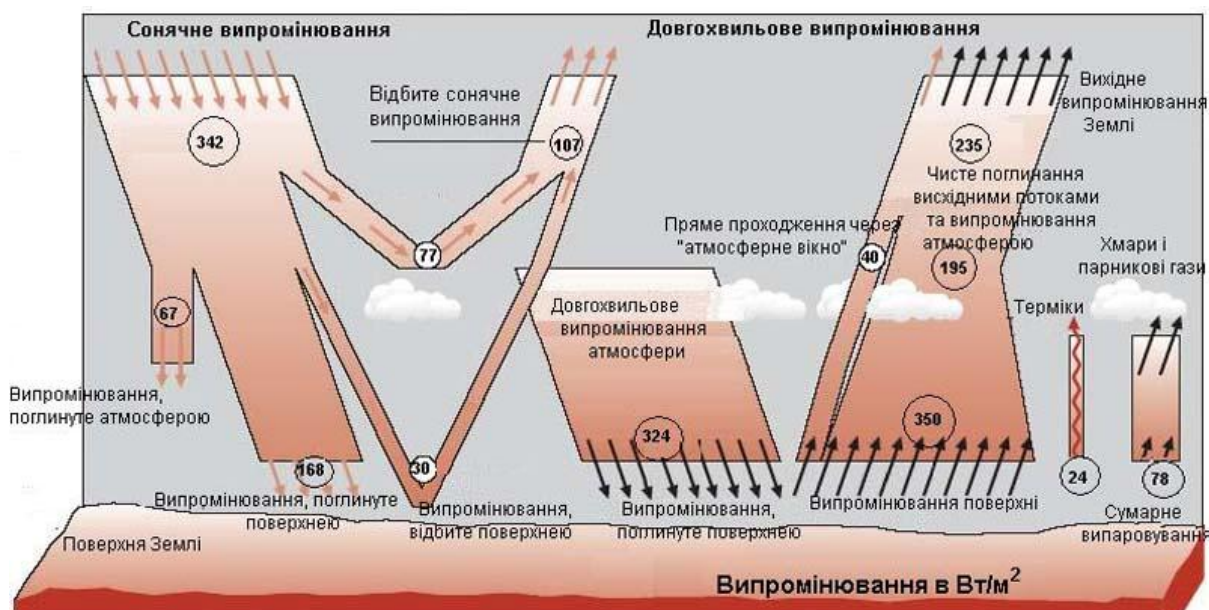


Рисунок 24.2 – Схема променистої (радіаційної) рівноваги Землі

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 № 25. ТЕРМОДИНАМІКА АТМОСФЕРИ

План

25.1. Шляхи теплообміну земної поверхні з атмосферою

25.2. Термодинаміка атмосфери

25.3. Сухоадіабатичні зміни температури повітря

25.4. Вологоадіабатичні зміни температури повітря

25.5. Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага сухого повітря

25.6. Температурні інверсії

25.7. Добовий хід стратифікації атмосфери та конвекції.

Завдання на самопідготовку

25.1 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 іншій висоті. Наслідком такого обміну є вирівнювання властивостей повітря у 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 земні 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.

25.2 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 землею 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.

25.3 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 Пуасона**

$$T / T_0 = (P/P_0)^{R/C_p} ; \quad T / T_0 = (P/P_0)^{0,286}, \quad (25.1)$$

де R – газова стала,
 C_p – теплоємність повітря,
 $R / C_p = 0,286$.

Зміст рівняння Пуасона 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. 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.

25.4 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 вгору у ньому починається конденсація водяної пари і при цьому виділяється *приховане тепло, яке було витрачене на випаровування води*. Це величезна кількість тепла – $2501 \cdot 10^3$ 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 °С повітря охолоджується на 0,66 °С, при температурі 20 °С – на 0,44 °С, при температурі -20 °С – на 0,88 °С. 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 °С.*

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 °С 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 досягши рівня конденсації опуститься вниз, то його температура повернеться до початкової величини, вона не зміниться. Коли повітря досягши 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**.

25.5 Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага сухого повітря

Стратифікація атмосфери – це розподіл температури повітря на різних висотах. Цей розподіл можна прослідити за побудованою *кривою стратифікації* або за величиною *вертикального температурного градієнта*, який показує зміни температури на кожні 100 м висоти. Розглянемо три випадки (рис. 25.1).

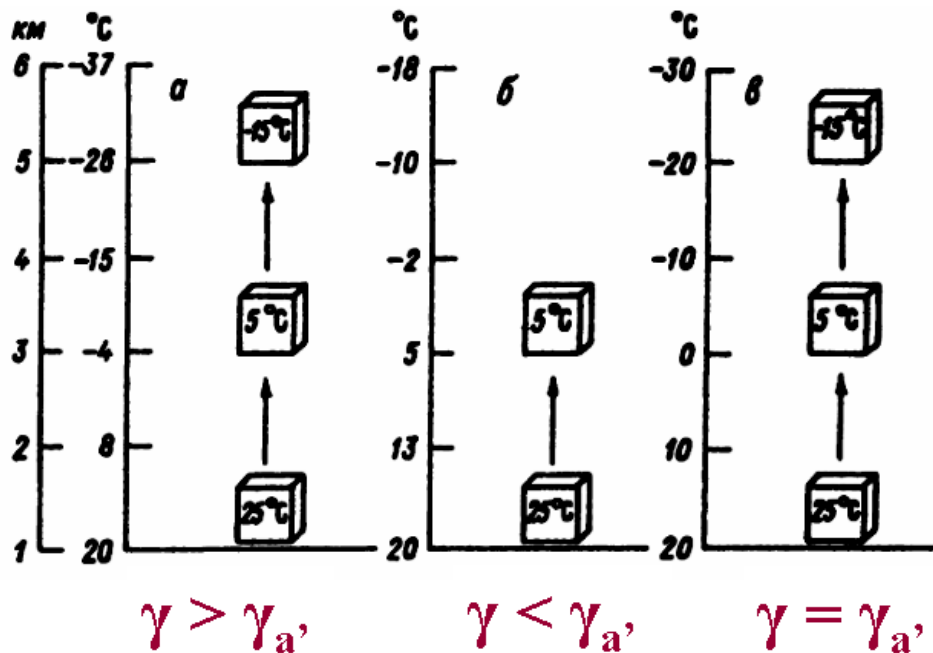


Рисунок 25.1 – Приклади стійкої (а), байдужої (б) та нестійкої (в) стратифікації атмосфери для ненасиченого повітря.

Якщо вертикальний температурний градієнт дорівнює $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 25.1, 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. 25.11, 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**.

Якщо вертикальний температурний градієнт дорівнює $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 25.11, в). Температура повітря знижується на $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м. Поблизу земної поверхні температура $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на висоті 400 м $14\text{ }^{\circ}\text{C}$. Якщо одиничний об'єм повітря підніметься на висоту 400 м, то температура його тут буде $16\text{ }^{\circ}\text{C}$ 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 нижчезросташоване повітря піднятися вище не може.

25.6 Температурні інверсії

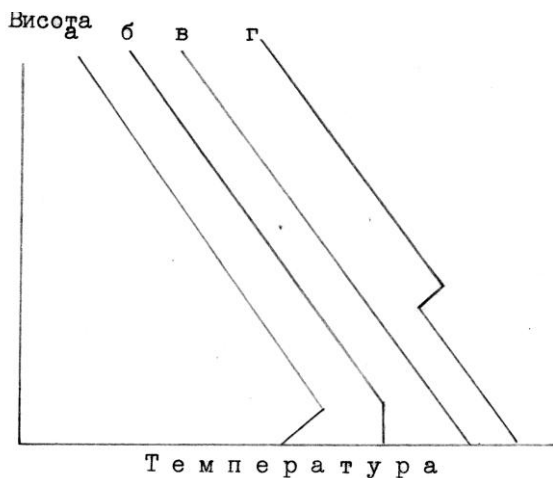


Рисунок 25.2 – Типи розподілу температури повітря з висотою (криві стратифікації):

а – приземна інверсія, б – ізотермія, в – нормальний стан тропосфери, г – висотна інверсія.

Зниження температури повітря з висотою – це нормальний стан тропосфери (рис. 25.2, в). Однак інколи в якомусь шарі атмосфери температура повітря з висотою не змінюється (рис. 25.2, 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. 25.3). Вони тонкі порівняно з товщиною тропосфери.

Характер розсіювання забруднюючих речовин залежно від висоти джерела викидів відносно інверсійного шару зображено на рисунку 25.4



Рисунок 25.3 – Температурна інверсія, що перешкоджає розсіюванню забруднюючих речовин

Інверсії характеризуються:

- висотою нижньої межі інверсійного шару,
- його товщиною,
- різницею температури на верхній і нижній межі шару.

Можуть виникати на різних висотах в атмосфері. *Товщина інверсійного шару змінюється від кількох метрів до сотень метрів.* Іноколи інверсія переходить безпосередньо у вище розташовану ізотермію, а іноколи 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. 25.9 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.

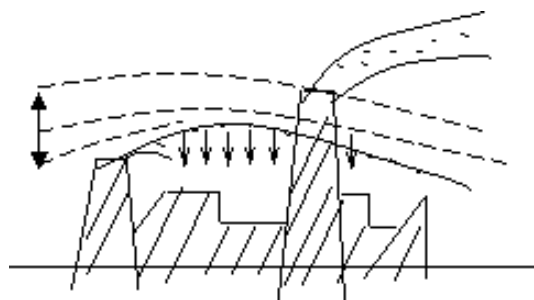


Рисунок 25.4 – Характер розсіювання забруднюючих речовин залежно від висоти джерела викидів відносно інверсійного шару

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 °С 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°C на кожні 100 м опускання, а повітря, що піднімається охолоджується на 1°C на кожні 100 м. Тому в середній частині шару з найбільшою швидкістю виникає інверсійний розподіл температури (рис. 25.5).

Інверсії турбулентності або інверсії тертя формуються на висоті кількох сотень метрів. Це спостерігається в тому випадку, коли в приземному шарі спостерігається велике турбулентне переміщення 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.

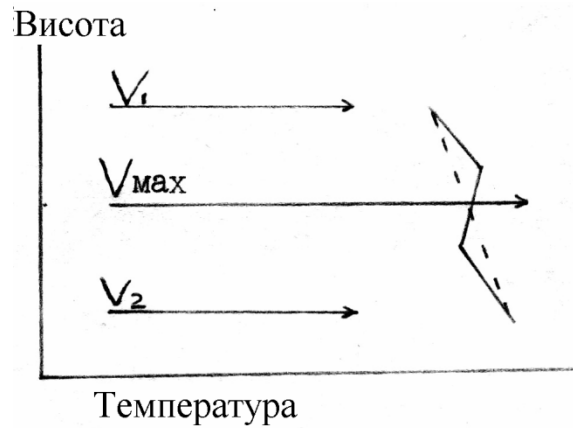


Рисунок 25.5 – Схема динамічної інверсії

25.7 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 помірного 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 знижу-

ється 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 № 26. КЛІМАТ ТА ФАКТОРИ ЙОГО ФОРМУВАННЯ

План

26.1. Кліматична система

26.2. Радіаційні фактори формування клімату

26.3. Циркуляційні фактори клімату

26.4. Роль підстильної поверхні у формуванні клімату

26.5. Вплив морських течій на клімат

26.6. Вплив рослинного покриву на клімат

26.7. Вплив снігового покриву на клімат

26.8. Вплив рельєфу на клімат

Завдання на самопідготовку

26.1 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 $3,82 \cdot 10^{12}$ км³ і 99,8 % цього об'єму зосереджено в шарі висотою до 60 км. Маса повітря в цьому об'ємі становить $5,2 \cdot 10^{18}$ кг.

97,2 % **гідросфери** зосереджено у світовому океані: тут її об'єм становить $1,37 \cdot 10^9$ км³, а маса $1,43 \cdot 10^{21}$ 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 $24 \cdot 10^6$ км³. За дослідженнями із космосу крига та сніг займають близько 10 % поверхні Землі тобто $59 \cdot 10^6$ км², у тому числі крига материків займає $16 \cdot 10^6$ км². 90 % площі цієї криги припадає на Антарктиду, 8 % – на Арктику та 2 % – на гірські райони суходолу.

Великі площі займає також **сніговий покрив** – близько $17 \cdot 10^6$ км². 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 сільськогоспо-

дарського 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.

26.2 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 висо-

когірній 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. 26.1).

Однак *основною характеристикою радіаційного режиму є радіаційний баланс земної поверхні*, оскільки він враховує усі надходження та втрати радіаційного тепла (рис. 26.2). Найбільші величини радіаційного балансу спостерігаються у серединних тропічних широтах океанів і перевищують 5000 МДж/м^2 , а біля північно-західного узбережжя Австралії та в Аравійському морі навіть більше 5500 МДж/м^2 . На океанах в позатропічних широтах радіаційний баланс має зональний розподіл і швидко зменшується від $2500\text{-}3000 \text{ МДж/м}^2$ на 40° широти до $400\text{-}500 \text{ МДж/м}^2$ на межі плаваючої криги.

Максимальні величини радіаційного балансу на материках не перевищують $3000\text{-}3500 \text{ МДж/м}^2$ і спостерігаються в середині тропічних широт з порівняно невеликою хмарністю і значною вологістю повітря. Це басейн Амазонки, Індостан, екваторіальна східна Африка, північ Австралії.



Рисунок 26.1 – Світова карта інсоляції, кВт/м²

Малі значення балансу в тропічних широтах спостерігаються в пустелях через великі альбедо та ефективне випромінювання – менше 2500 МДж/м^2 . 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/м^2 на півдні до 1200 МДж/м^2 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 $-100\text{-}150 \text{ МДж/м}^2$. В центральних районах Антарктиди радіаційний баланс найменший: $-200\text{-}300 \text{ МДж/м}^2$. Велике альбедо вічно-

го снігу Антарктиди зводить нанівець відносно великі значення сумарної сонячної радіації. Цьому ж сприяє і велике ефективне випромінювання при великій сухості повітря.

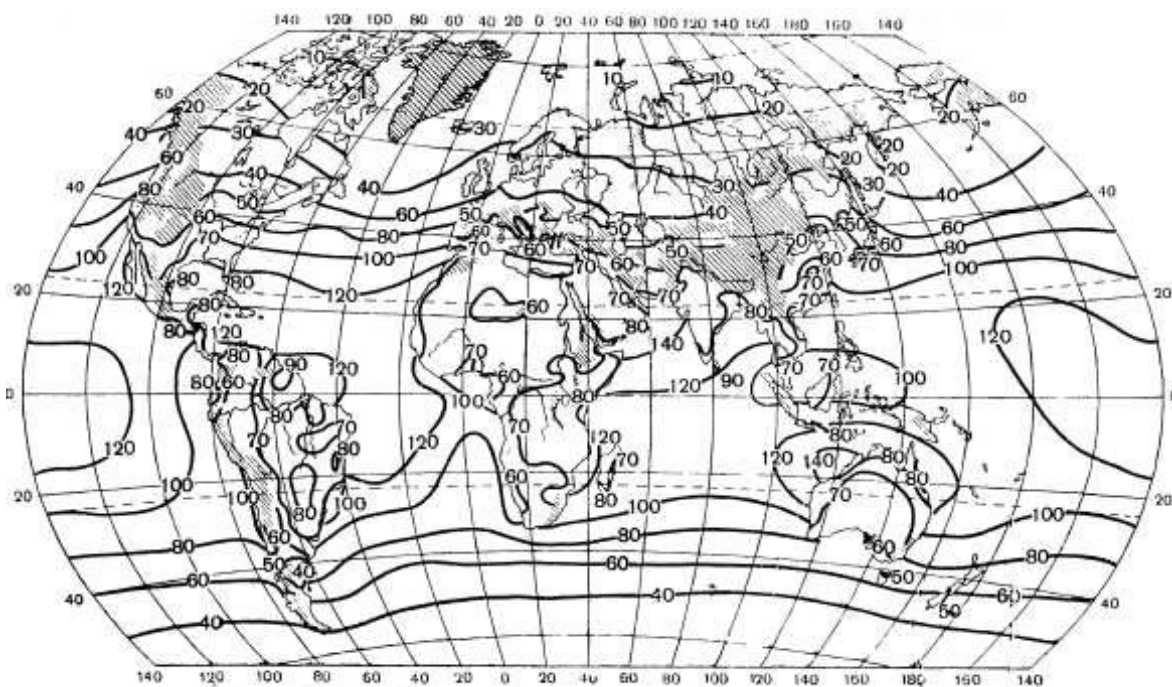


Рисунок 26.2 – Карта радіаційного балансу Земної поверхні

Отже, надходження сонячного тепла залежить у першу чергу від широти місцевості. Тому радіаційні чинники клімату лежать в основі кліматичної поясності Землі.

26.3 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. 26.3).

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 сере-

дині тропічного поясу. Тут зональні кліматичні різниці зумовлені також циркуляцією атмосфери. Різне зволоження екваторіальної Африки й Сахари обумовлено не широтними відмінностями надходження сонячної радіації, а особливостями циркуляції атмосфери.

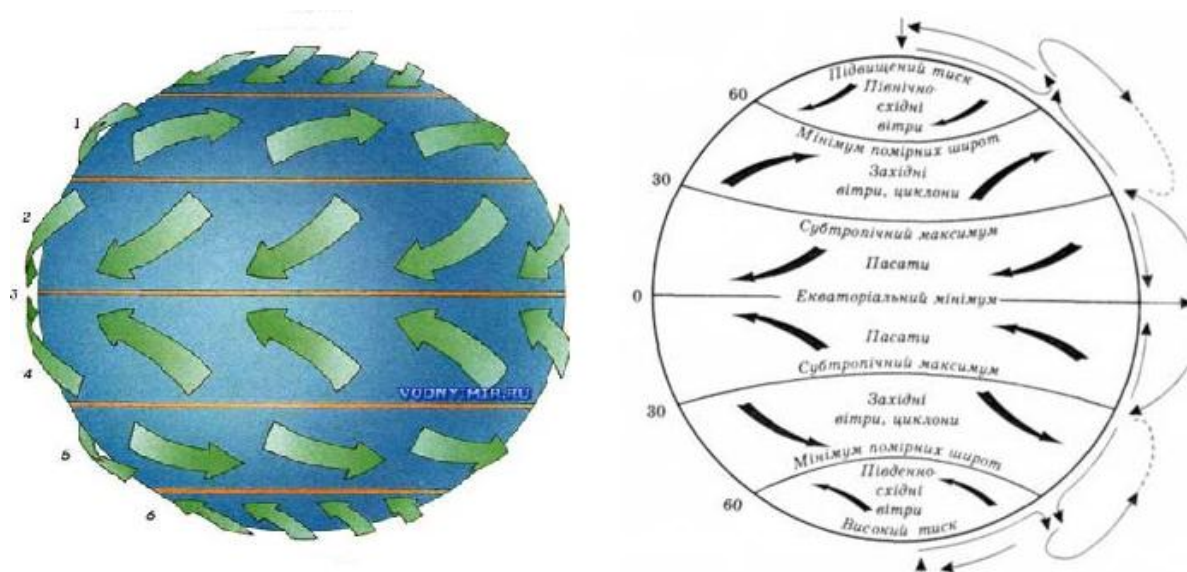


Рисунок 26.3 – Загальна циркуляція атмосфери

Виключно велика роль циркуляції атмосфери у зволоженні материків. Вона зумовлює перенесення водяної пари з океанів на материки і з одних широтних 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. 26.4).

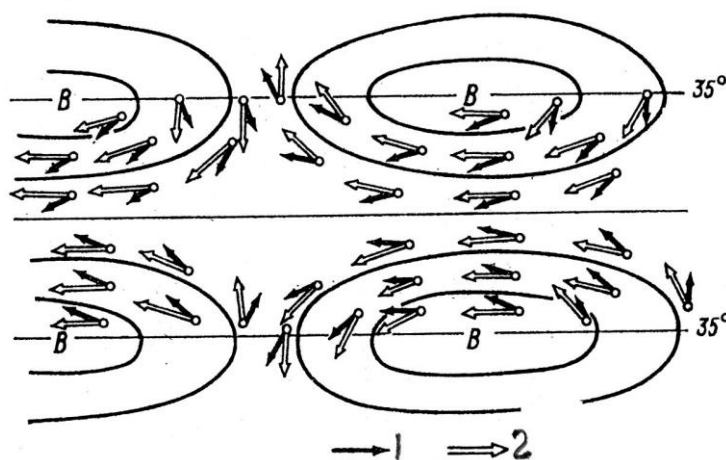


Рисунок 26.4 - Схема течій повітря в зоні пасатів

1 – вітри біля земної поверхні, 2 – над шаром тертя

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**.

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. 26.5).

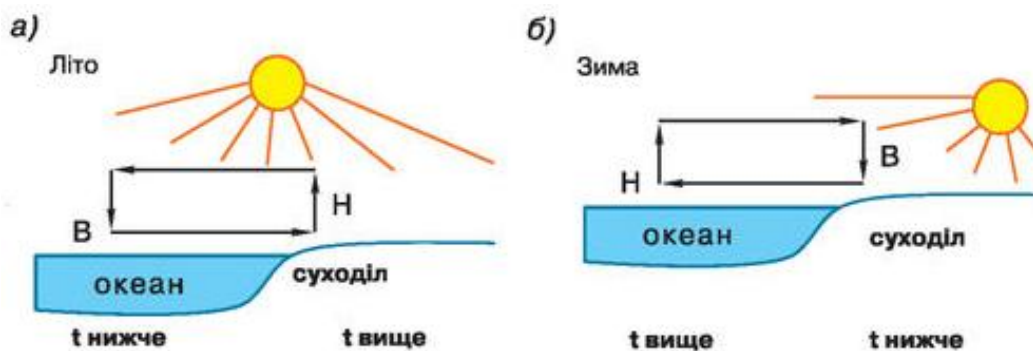


Рисунок 26.5 – Напрямки мусонів: улітку (а), узимку (б)

Класичним районом тропічних мусонів є басейн Індійського океану (рис. 26.6).

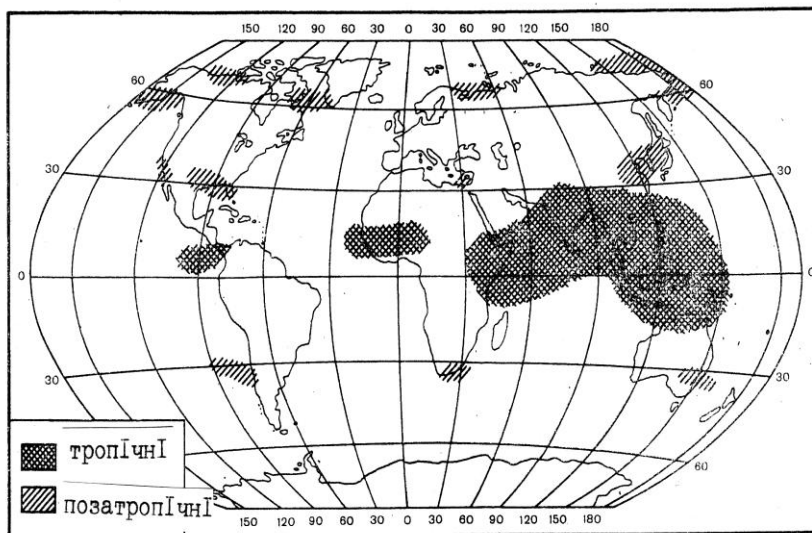


Рисунок 26.6 – Основні райони мусонів на земній кулі

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 півкулі 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 холод-

не сухе повітря з Сибіру переноситься на море. Влітку на нагрітому материка 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 повітря 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.

26.4 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 альbedo води менше. Середнє альbedo води змінюється від кількох відсотків у тропічних широтах до 20 % на межі плаваючої криги. Альbedo води на 10-20 % менше від альbedo 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 по-

близу 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.

26.5 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.

26.6 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 вважалось, що кількість опадів збільшується через збільшення вологості повітря при більшому випаровуванні вологи лісом.

26.7 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 *захищає 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 .

26.8 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, Волинно-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 ввверх. 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. Височини 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.

Різно 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:

1. Космічні фактори формування клімату.
2. Вплив мусонної циркуляції на виникнення екологічно небезпечних явищ.
3. Вплив пасатної циркуляції на виникнення екологічно небезпечних явищ.
4. Особливості впливу Гольфстріму на кліматичні характеристики Європи.
5. Екологічні наслідки зміни характеристик течії Ель Ніньо.
6. 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 № 27. ЗАКОНОМІРНОСТІ ГЕОГРАФІЧНОГО РОЗПОДІЛУ СКЛАДОВИХ ВОДНОГО БАЛАНСУ

План

27.1. Географічний розподіл випаровування та випаровуваності

27.2. Географічний розподіл вологості повітря

27.3. Географічний розподіл туманів

27.4. Географічний розподіл атмосферних опадів

27.5. Обіг води в атмосфері

27.6. Географічний розподіл снігового покриву

Завдання на самопідготовку

27.1 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.

27.2 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 розподіл 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. Зимово 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.

27.3 Географічний розподіл туманів

Найчастіше тумани спостерігаються в Арктиці. Тут буває понад 80 днів з туманом. Причиною їх утворення є адвекція тепла на холодну поверхню 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.

27.4 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. 27.1).

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 конvekцію, яка доповнюється термічною конvekцією. Ця зона не завжди перебуває поблизу екватора, вона зміщується впродовж сезонів.

Таблиця 27.1 – 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

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 стан-

ціях в Індонезії до 7000 мм, на Гавайських островах на деяких станціях більше 9000 мм.

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 найтипівшим є збільшення опадів під час весняного та осіннього проходження Сонця через зеніт, 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 кількості 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.

27.5 Обіг вологи 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. 27.2).

Таблиця 27.2 – 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

Найбільше водяної пари в атмосфері переноситься всередині тропічних широт – більше $240 \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$. Це пояснюється величезним вмістом водяної пари в атмосфері та постійною великою швидкістю східних вітрів. Ще більше вологи переноситься в мусонах Південно-Східної Азії – понад $260 \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$. Над пустелями тропічних та субтропічних широт переноситься менш $80 \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$, а над районами центрально-азіатської гірської системи північніше Гімалаїв навіть менше $60 \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$.

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 $42 \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$, а поблизу північних берегів Гренландії близько $26 \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$. Сюди волога переноситься з Атлантичного та Тихого океанів, а влітку також із Євразії та Північної Америки. Поблизу берегів Антарктиди переноситься $60\text{--}40 \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$, а в центрі материка до $1 \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$. В цілому перенесення вологи в широтно-му 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. 27.3).

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 $2,9 \text{ м/с}$ (220 км/добу). На широтах з інтенсивною циклонічною діяльністю (близько 60° пн. ш.) вона досягає $4,1 \text{ м/с}$ (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 27.3 – Обіг вологи в атмосфері земної кулі

Опади, $\text{м}^3/\text{рік}$	$577 \cdot 10^{12}$
Вміст вологи в атмосфері, м^3	$12,9 \cdot 10^{12}$
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.

27.6 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. Глибокий 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 західні 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 № 28. КЛАСИФІКАЦІЯ КЛІМАТІВ ЗЕМЛІ

План

28.1. Історія створення класифікації кліматів

28.2. Класифікація кліматів Л.С. Берга

28.3. Класифікація кліматів Б.П. Алісова

Завдання на самопідготовку

28.1 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 відмінності 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.

28.2 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 6° південніше. Опадів у тайзі випадає у межах 600-300 мм зі зменшенням на схід. Умови сприятливі для рослинності. Вічна мерзлота на півдні зони переважно островного 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 атмо-

сферних 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, південно-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. Оподи 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. Зимою 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, Філіпінські 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 весняно-

го 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.

28.3 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 поширення 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 зливогого 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 zenіту 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 міліметра 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. Зимом 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 мі-

сяця 4-8 °С, найхолоднішого -8-16 °С. Річна амплітуда температури не більше 20 °С. Річна кількість опадів 200-500 мм і випадають вони рівномірно. Зимом часто бувають сильні вітри.

Арктичний (антарктичний) пояс. Протягом усього року зберігається крижаний і сніговий покрив. Середні температури зимових місяців відрізняються 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 № 29. КЛІМАТ УКРАЇНИ

План

- 29.1. Клімат України як багаторічний режим погоди
 - 29.2. Основні метеорологічні елементи клімату України
 - 29.3. Несприятливі метеорологічні явища в Україні
- Завдання на самопідготовку

29.1 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 – з боку 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.

29.2 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° і на півдні +12... +13 °С. 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 Дінця (+41 °С). 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 темпера-

турні 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.

29.3 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. Найбільша 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 °C). 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 кіль-

кість 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 № 30. ЗМІНИ І КОЛИВАННЯ КЛІМАТУ

План

- 30.1. Поняття про зміни та коливання клімату
- 30.2. Ознаки різних типів клімату минулого
- 30.3. Про зміни клімату в геологічному минулому
- 30.4. Про коливання клімату в історичний час
- 30.5. Сучасні коливання клімату
- 30.6. Гіпотези, що пояснюють зміни клімату землі
- 30.7. Вплив людини на клімат

Завдання на самопідготовку

30.1 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 сухо- долу й водної поверхні, рельєф, сніговий, крижаний, ґрунтовий, рослин- ний 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 ми- нулому 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 бува- ють 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 тери- торії усієї Європи з листопада до квітня утримувались сильні морози, у Криму висота снігового покриву перевищувала 30 см, замерзала північ- на 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 темпера- тура 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 ре- жиму місцевості**. Ці факти не показують тенденцію розвитку клімату.

Під **змінною клімату** Землі або окремих її регіонів розуміють на- правлену 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.

30.2 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 теплом і вологом кліматі річних кілець немає оскільки дерева ростуть безперервно. Малопомітні річні кільця на північній межі поширення 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 середніх 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, залізні, 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.

30.3 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. Січневі 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.

30.4 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 загально визнані.

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 займалися 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 назвали 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 могили 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 ко-

ливання 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 $0,8^{\circ}\text{C}$. 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.

30.5 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 $0,3^{\circ}\text{C}$ нижчою від середньої багаторічної. З цього часу вона почала підвищуватись, причому потепління прискорилося в десятих роках 20 ст. і на початку двадцятих років температура стала вищою за середню багаторічну. В тридцятих роках потепління досягло максимуму, температура на $0,3^{\circ}\text{C}$ перевищила середню багаторічну. Отже з кінця 19 ст. до 30-х років 20 ст. середня температура північної півкулі підвищилась на $0,6^{\circ}\text{C}$. 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 $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$ 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.

30.6 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 відбиває ті процеси, які відбувається 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.

30.7 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 зрошуваного 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 зрошуваного 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 високорослих дерев. Вони повинні бути продувними. Проміжки між кронами дерев повинні збільшуватись вниз 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°C , 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 притосування 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 переохолоджені 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 0°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 30.1.

Таблиця 30.1 – 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 років. 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 сьо-

годні 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 $0,42 \text{ МДж/м}^2$ щороку, що становить 0,01 % від сонячної радіації. Це додаткове тепло може підвищити середню температуру повітря біля земної поверхні лише на $0,01^\circ\text{C}$. Враховуючи високі темпи зростання виробництва промислової енергії, можна довести, що через 100 років зростання додаткового тепла може досягати $4,2 \text{ МДж/м}^2$ 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 останніми 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 CO_2 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 теплового, 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 № 31. КЛІМАТИЧНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ. АКЛІМАТИЗАЦІЯ ТА КЛІМАТОТЕРАПІЯ

План

31.1 Кліматичні ресурси

31.2 Вплив погодно-кліматичних умов на організм людини

31.3 Природно-кліматичні умови і здоров'я

Завдання на самопідготовку

31.1 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 захоплюється 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 10^{18} 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 $\sim 1,5$ 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 можливостю, 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.

32.2 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 короткохвильова 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 за-

хворювань, 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 цінністю (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. 31.1).

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, астма-

тичних нападів і ниркових каменів. Негативні ефекти можуть бути посилені раптовою зміною клімату, наприклад, при подорожі повітрям.

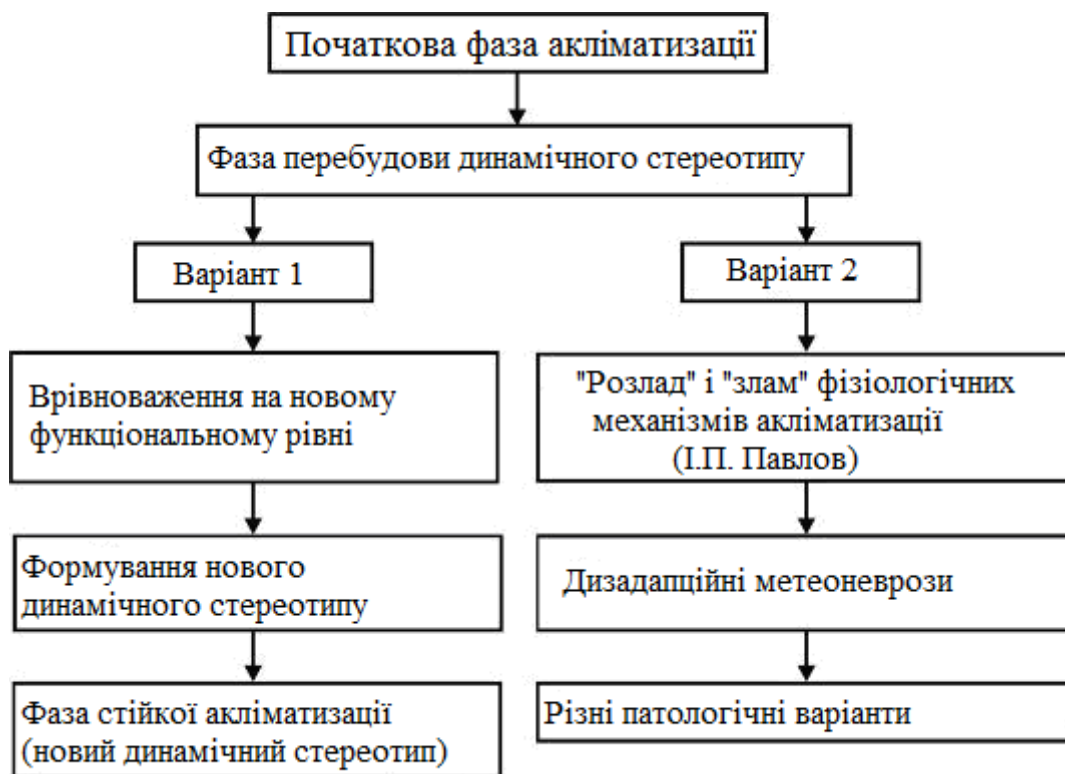


Рисунок 31.1 – Фази акліматизації

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.

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 тренованості 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.

31.3 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, тренованості 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 відчувають, 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 ат-

мосферним 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 метеоелементів 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 метеоелементів. 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, високігорний 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 заспокоїливо, 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 струмись 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:

- *кліматofізіологію*, 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. Басманов Є.І. Загальна гідрологія : конспект лекцій / Євгеній Іванович Басманов. – Харків : вид-во ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2004.
3. Біловол О.В. Метеорологія і кліматологія: Навчальний посібник. – Харків: ХНАДУ, 2006. – 312 с.
4. Бузин В.А. Опасные гидрологические явления / В.А. Бузин. – СПб. : РГГМУ, 2008. – 228 с.
5. Врублевська О.О., Гончарова Л.Д., Катеруша Г.П. Кліматологія / Підручник під ред. Є.П. Школьного, Одеса, Екологія, 2013 р. – 346 с.
6. Гончаренко С.У. Физика атмосферы / Гончаренко С.У. – К. : Техника, 1991. – 154 с.
7. Гончарова Л.Д. Клімат і загальна циркуляція атмосфери : [Навч. посібник] / Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьний Є.П. – К. : КНТ, 2005. – 251 с.
8. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) / В. В. Гребінь. – К. : Ніка-Центр, 2010. – 315 с.
9. Ефимова В.М. Основы антропоклиматологии / В.М. Ефимова, А.М. Ярош. – Сімферополь : Таврия-Плюс, 2003. – 201 с.
10. Загальна гідрологія : підручник / С.С. Левківський, В.К. Хільчевський [та ін.] ; за ред. С.М. Лісогора. – К. : Фітосоціоцентр, 2000. – 264 с.
11. Захаревская Н.Н. Метеорология и климатология / Н.Н. Захаревская – М. : Колос, 2005. – 128 с.
12. Клименко В.Г. Загальна гідрологія : навч. посіб. для студентів-географів / Валентина Григорівна Клименко. – Х. : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2006. – 166 с.
13. Клименко В.Г. Загальна гідрологія : програма і лабораторні роботи для студентів-географів 1 курсу геол.-географ. ф-ту / В.Г. Клименко, В.О. Левицька. – Х. : ХНУ імені В.Н. Каразіна, 2007. – 62 с.
14. Колесник П.И. Метеорология / П.И. Колесник – К. : Вища школа, 1986. – 175 с.
15. Кукурудза С.І. Використання та охорона водних ресурсів [Текст] : навч. посіб. / С. І. Кукурудза. – Л. : Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2009. – 302 с.
16. Метеорологія і кліматологія / В.М. Кобрін, В.В. Вамболь, В.Л. Клеєвська, Л.Б. Яковлєв. – Навч. посібник. Харків: Нац. аерокосм. ун-т «Харк. авіац. ін-т». 2006. – 84 с.
17. Метеорологія і кліматологія: Підручник / під ред. С.М. Степаненка, Одеса, ТЕС, 2010 р. – 534 с.

18. Моргунов В.К. Основы метеорологии, климатологии. Метеорологические приборы и методы наблюдений: Учебник / В.К. Моргунов. – Ростов / Д. : – Новосибирск: Сибирское соглашение, 2005. – 331 с.
19. Проценко Г.Д. Метеорологія та кліматологія / Г.Д. Проценко. – К : НПУ імені М.П. Драгоманова, 2007. – 265 с.
20. Савицький В.М. Загальна гідрологія [Текст] : підручник / Віктор Миколайович Савицький: – К.: ВПЦ «Київ. ун-т», 2008. – 399 с.
21. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоемов Украины [Текст] : [Моногр.] / Владимир Михайлович Тимченко ; НАН Украины. Ин-т гидробиологии. – К. : Наук. думка, 2006. – 383 с.
22. Ткачук С. Г. Гідрологія [Текст] : навч. посіб. для студ., які навч. за спец. «Екологія і охорона навколишн. середовища», «Мости та трансп. Тунелі», «Автомобільні дороги та аеродроми» / Сергій Григорович Ткачук ; Нац. трансп. ун-т. – К. : НТУ, 2006. – 151 с.
23. Хромов С.П. Метеорология и климатология / С.П. Хромов – Л. : Гидрометеиздат, 1983. – 404 с.
24. 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. Ігошін М.І. Методи визначення основних елементів гідрологічного режиму водних об'єктів : навч. посібник для студентів вищ. навч. закладів / Микола Іванович Ігошин. – О. : Астропринт, 2003. – 93 с.
7. Жаков С.И. Общие климатические закономерности Земли / С.И. Жаков – М. : Просвещение, 1984. – 159 с.
8. Захаревская Н.Н. Метеорология и климатология / Н.Н. Захаревская – М. : Колос, 2005. – 128 с.
9. Клименко В.Г. Екологічна оцінка природних ресурсів : методичний посібник для студентів / В. Г. Клименко, Л. І. Фролова. – Х. : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2009. – 79 с.
10. Колесник П.И. Метеорология / П.И. Колесник – К. : Вища школа, 1986. – 175 с.

- 11.Курганевич Л.П. Водний кадастр: навч. посібник / Л.П. Курганевич. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2007. – 116 с.
- 12.Лосев А.П., Журина Л.Л. Агрометеорология – М.: Колос, 2001 – 300 с.
- 13.Пінкіна Т.В. Гідробіологія. Практикум : навч. посіб. / Т.В. Пінкіна. – Житомир : Вид-во «Житомир. нац. агроекол. ун-т.», 2010. – 183 с.
- 14.Сніжко С.І. Оцінка та прогнозування якості природних вод : підручник для студ. географ., геологіч., біологіч. та гідрометеорологіч. фак-тів вузів / С. І. Сніжко ; Київський нац. ун-т ім. Т. Шевченка. – Київ : Ніка-Центр, 2001. – 264 с.
- 15.Ясаманов Н.А. Занимательная климатология / Н.А. Ясаманов – М.: Знание, 1989. – 192 с.

Навчальне видання

Варивода Євгенія Олександрівна
Сарапіна Марина Володимирівна

ГІДРОЛОГІЯ. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

Курс лекцій

Підписано до друку 28.12.16. Формат 60х84 1/16.
Умовн.-друк. арк. 22,9.
Вид. № 91/16.

Сектор редакційно-видавничої діяльності
Національного університету цивільного захисту України
61023 м. Харків, вул. Чернишевська, 94.

Вступ.....	10
ЧАСТИНА 1. Гідрологія	12
Розділ 1. Вступ до загальної гідрології. гідрологія річок	12
Лекція № 1. Об'єкт, завдання і методи досліджень в гідрології	12
План	12
1.2 Об'єкт і предмет вивчення гідрології, поділ гідрології на розділи.....	12
1.2 Зв'язок гідрології з іншими науками	16
1.3 Практичне значення гідрології.....	17
1.4 Види водних об'єктів та їх гідрологічний режим.....	18
1.5 Методи гідрологічних досліджень	19
Завдання на самопідготовку	21
Питання для самоконтролю	21
Лекція № 2. Кругообіг води у природі й водні ресурси землі.....	22
План	22
2.1 Розподіл води на земній кулі	22
2.2 Кругообіг води на Землі	24
2.3 Водний баланс.....	26
Завдання на самопідготовку	29
Питання для самоконтролю	29
Лекція № 3. Фізико-хімічний склад води і фактори його формування....	29
План	29
3.1 Хімічний склад води	29
3.2 Чинники формування складу вод	32
3.3 Класифікація природних вод.....	34
3.4 Фізичні властивості води.....	35
Завдання на самопідготовку	38
Питання для самоконтролю	38
Лекція № 4. Річки та річкові басейни. морфологія та морфометрія річкового басейну.....	39
План	39
4.1 Основні поняття.....	39
4.2 Вододіли. Басейн річки. Водозбір.....	40
4.3 Фізико-географічні характеристики річкових басейнів	42
4.4 Річкова долина і русло річки	43
4.5 Повздовжній та поперечний профіль річки.....	44
Завдання на самопідготовку	46
Питання для самоконтролю	47
Лекція 5. Живлення річок. водний режим річок. термічний режим річок	47
5.1 Джерела живлення річок	47
5.2 Водний режим річок.....	49
5.3 Рівневий режим річок	51
5.4 Механізм течії річок.....	53

5.5 Термічний режим річок.....	55
Завдання на самопідготовку.....	58
Питання для самоконтролю	58
Лекція 6. Річковий стік та його складові. Річкові наноси.....	58
6.1 Основні характеристики річкового стоку.....	59
6.2 Методи визначення величин річкового стоку.....	59
6.3 Формування стоку річок	61
6.4 Водоносність річок та її внутрішньорічний розподіл.....	65
6.5 Річкові наноси.....	69
Завдання на самопідготовку.....	72
Питання для самоконтролю	73
Розділ 2. Характеристика водойм.....	73
Лекція № 7. Гідрологія озер	73
План	73
7.1 Загальна характеристика озер	73
7.2 Морфологія і морфометрія озер	76
7.3 Водний баланс і рівневий режим озер.....	77
7.4 Термічний режим озер	79
7.5 Гідробіологія озер	83
Завдання на самопідготовку.....	84
Питання для самоконтролю	84
Лекція № 8. Водосховища й особливості їх гідрологічного режиму	85
План	85
8.1 Загальна характеристика водосховищ та їх типи	85
8.2 Гідрологічний, термічний і льодовий режим водосховищ.....	86
8.3 Вплив водосховищ на природне середовище	88
8.4 Значення озер та водосховищ у народному господарстві	89
Завдання на самопідготовку.....	91
Питання для самоконтролю	91
Лекція № 9. Походження, розвиток, гідрологічний режим боліт	91
План	91
9.1 Походження боліт	91
9.2 Поширення боліт на земній кулі	92
9.3 Типи боліт, їхня будова, морфологія та гідрографія.....	94
9.4 Живлення та водний баланс боліт. Рух води в болотах	96
9.5 Термічний режим боліт.....	98
9.6 Вплив боліт на стік річок	99
9.7 Вивчення та практичне значення боліт.....	100
Завдання на самопідготовку.....	101
Питання для самоконтролю	101
Лекція № 10. Гідрологія льодовиків	101
План	101
10.1 Утворення льодовиків	101
10.2 Робота льодовиків	105

10.3 Танення льодовиків.....	105
10.4 Типи льодовиків.....	107
10.5 Поширення та значення льодовиків.....	107
Завдання на самопідготовку	109
Питання для самоконтролю	109
Лекція № 11. Гідрологія підземних вод.....	109
План	109
11.1 Загальні відомості.....	109
11.2 Фізичні властивості порід	110
11.3 Види води в породах	111
11.4 Вологість і водні властивості порід.....	113
11.5 Фільтраційні властивості порід і рух підземних вод.....	115
11.6 Умови залягання підземних вод	116
Завдання на самопідготовку	120
Питання для самоконтролю	120
розділ 3. гідрологія океанів і морів	121
Лекція № 12. світовий океан та його частини. Хімічні і фізичні властивості океанічної води.....	121
План	121
12.1 Океанологія як наука	121
12.2 Гіпотези походження і розвитку океанів.....	122
12.3 Світовий океан та його частини.....	124
12.4 Сучасні методи океанологічних досліджень.....	129
12.5 Склад морської води	130
12.6 Температурний режим океану	137
12.7 Водний баланс Світового океану.....	140
Завдання на самопідготовку	141
Питання для самоконтролю	141
Лекція № 13. Динаміка вод світового океану	142
План	142
13.1 Водні маси Світового океану	142
13.2 Рівень Світового океану	144
13.3 Особливості хвилювання в океанах і морях	144
13.4 Океанічні течії та їх класифікація.....	147
Завдання на самопідготовку	150
Питання для самоконтролю	150
Лекція № 14. Екосистеми та екологічні функції світового океану.	
Проблеми забруднення та охорони вод світового океану	151
План	151
14.1 Розмаїття рослинного й тваринного світу Світового океану.....	151
14.2 Біологічна структура Світового океану	153
14.3 Екологічні функції Світового океану.....	157
14.4 Забруднюючі речовини і негативний антропогенний вплив.....	159
14.5 Охорона і моніторинг вод Світового океану	163

Завдання на самопідготовку.....	166
Питання для самоконтролю	166
Частина 2. Метеорологія та кліматологія	167
Розділ 4. Склад і будова атмосфери. Вода в атмосфері.....	167
Лекція № 15. Метеорологія та кліматологія як науки.....	167
План	167
15.1 Предмет метеорології та кліматології	167
Розрізняють <u>три основних види клімату</u> :	168
15.2 Методи метеорології та кліматології.....	169
15.3 Організація і зміст метеорологічних спостережень.....	171
15.4 Значення метеорології та кліматології для народного господарства	173
Завдання на самопідготовку.....	175
Питання для самоконтролю	175
Лекція № 16. Хімічний склад атмосфери Землі. Вода в атмосфері	176
План	176
16.1 Поняття атмосфери, її значення. Еволюція атмосфери.....	176
16.2 Хімічний склад сухого повітря нижніх шарів атмосфери	177
Таблиця 16.2 – Час життя основних компонентів атмосфери	178
<u>Фотохімічна теорія озону Чепмена</u> :	179
$O_2 + O \rightarrow O_3$	179
$O_3 + O \rightarrow 2O_2$	179
Рисунок 16.3 – Географічний розподіл озону	180
<u>Властивості аерозолів в атмосфері</u> :.....	181
16.3 Вода в атмосфері	182
<u>Фактичне випаровування залежить від</u> :.....	182
16.4 Характеристики вологості повітря.....	183
$S = 0,622 \cdot e / (p - 0,378 \cdot e)$, % (16.7).....	185
Завдання на самопідготовку.....	185
Питання для самоконтролю	186
Лекція № 17. Вертикальна будова атмосфери. Рівняння стану сухого і вологого повітря	186
План	186
17.1 Вертикальна будова атмосфери.....	186
17.2 Атмосферний тиск і засоби його вимірювання	192
17.3 Температура повітря і засоби його вимірювання.....	194
17.4. Рівняння стану сухого і вологого повітря.....	196
Завдання на самопідготовку.....	197
Питання для самоконтролю	198
1. Охарактеризуйте поділ атмосфери на шари за ознакою зміни газового складу.....	198
2. Охарактеризуйте поділ атмосфери на шари за ознакою зміни температури, відносної вологості та рухомості повітря.	198
3. Охарактеризуйте тропосферу. Від чого залежить товщина тропосфери? Як змінюється температура в тропосфері з висотою?	198

4. Наведіть значення середньої багаторічної температури поблизу земної поверхні.....	198
5. Дайте визначення поняттям «граничний шар», «приземний шар».	198
6. Охарактеризуйте стратосферу. Наведіть причину температурних змін в стратосфері.	198
7. В яких шарах атмосфери спостерігається явище перламутрових і сріблястих хмар?	198
8. Охарактеризуйте зміни властивостей повітря в мезо-, термо- та екзосфері.	198
9. Наведіть основні властивості іоносфери.	198
10. Від яких факторів залежить величина атмосферного тиску біля поверхні конкретної ділянки епігеосфери.	198
11. Яке значення в метеорології прийнято за нормальний атмосферний тиск?.....	198
12. Охарактеризуйте прилади для вимірювання атмосферного тиску. .	198
13. Наведіть три основні шкали, за допомогою яких в метеорології вимірюється температура. Яким чином здійснювати перевод значення температури між різними шкалами?	198
14. На чому базується робота різних типів термометрів?	198
15. Наведіть рівняння стану сухого та вологого повітря.	198
Лекція № 18. Статика атмосфери	198
18.1 Основне рівняння статичної атмосфери	199
18.2 Барометрична формула реальної атмосфери.....	200
18.3 Вертикальний баричний градієнт	202
18.4 Барична сходина	203
18.5 Баричне поле.....	204
18.6 Горизонтальний баричний градієнт	205
Завдання на самопідготовку.....	206
Питання для самоконтролю	206
Лекція № 19. Рух повітря в атмосфері – вітер.....	206
19.1 Вплив вітру на складові біосфери Землі.....	206
19.2 Характеристики вітру	208
19.3 Сили, які впливають на швидкість та напрямок вітру	210
19.4 Різновиди вітру	213
19.5 Перенос та дифузія домішок в атмосфері	217
Завдання на самопідготовку	219
Питання для самоконтролю	219
Лекція № 20. Кругообіг води в атмосфері. Хмарність	220
20.1 Кругообіг води в атмосфері та його вплив на стан складових біосфери Землі	220
20.2 Фізичні умови формування хмарності.....	223
20.3 Міжнародна класифікація хмар	225
20.4 Особливості видів хмар.....	226
20.5 Світлові явища у хмарах	230

Завдання на самопідготовку.....	233
Питання для самоконтролю	233
Лекція № 21. Тумани, опади та електричні явища у хмарах	233
21.1 Серпанок, туман, імла	234
21.2 Наземні гідрометеори та ожеледь	237
21.3 Умови утворення атмосферних опадів	239
21.4 Класифікація атмосферних опадів.....	241
21.5 Електризація хмар та опадів.....	244
21.6 Активний вплив людини на атмосферні процеси.....	247
Завдання на самопідготовку.....	249
Питання для самоконтролю	249
Лекція № 22. Циркуляція атмосфери	250
22.1 Повітряні маси.....	250
22.2 Атмосферні фронти	252
22.3 Циклони	255
22.4 Антициклони.....	258
22.5 Місцеві вітри.....	259
Завдання на самопідготовку.....	264
Питання для самоконтролю	264
Розділ 5. Радіаційний і тепловий режим атмосфери і діючої поверхні.....	265
Лекція № 23. Сонячна радіація в атмосфері.....	265
23.1 Випромінювання Сонця.....	265
23.2 Спектральний склад сонячної та земної радіації.....	266
23.3 Сонячна стала	267
23.4 Пряма сонячна радіація.....	267
$I' = I \cdot \sin h$, (23.1)	268
23.5 Послаблення сонячної радіації в атмосфері.....	268
23.6 Сумарна сонячна радіація.....	271
$I_S = I \cdot \sin h + i = I' + i$, кВт /м ² (23.3).....	271
Завдання на самопідготовку.....	272
Питання для самоконтролю	272
Лекція № 24. Радіаційний баланс земної поверхні та атмосфери.....	273
24.1 Засвоєння сонячної радіації землею поверхнею	273
$A = R / I_S \cdot 100 \%$, (24.1).....	273
$B_k = (I \cdot \sin h + i) - R = I_S - R$ (24.2)	274
Оскільки $A = R / I_S$, то $R = A \cdot I_S$. Звідси.....	274
$B_k = I_S - A \cdot I_S = I_S \cdot (1 - A)$ (24.3).....	274
24.2 Випромінювання земної поверхні та атмосфери	274
$E_{\text{эф}} = E_3 - E_a$ (24.4).....	275
24.3 Радіаційний баланс земної поверхні.....	276
$B = I' + i - R + E_a - E_3$, (24.5).....	276
Завдання на самопідготовку.....	278
Питання для самоконтролю.....	279
Лекція № 25. Термодинаміка атмосфери.....	280

25.1 Шляхи теплообміну земної поверхні з атмосферою.....	280
25.2 Термодинаміка атмосфери.....	282
25.3 Сухоадіабатичні зміни температури повітря.....	283
25.4 Вологоадіабатичні зміни температури повітря.....	283
25.5 Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага сухого повітря ..	285
25.6 Температурні інверсії.....	286
25.7 Добовий хід стратифікації атмосфери та конвекції.....	289
Завдання на самопідготовку	290
Питання для самоконтролю	290
Розділ 3. Основи кліматології.....	291
Лекція № 26. Клімат та фактори його формування.....	291
26.1 Кліматична система.....	291
26.2 Радіаційні фактори формування клімату	293
26.3 Циркуляційні фактори клімату	295
26.4 Роль підстильної поверхні у формуванні клімату	299
26.5 Вплив морських течій на клімат	301
26.6 Вплив рослинного покриву на клімат.....	302
26.7 Вплив снігового покриву на клімат.....	303
26.8 Вплив рельєфу на клімат.....	304
Завдання на самопідготовку	307
Питання для самоконтролю	307
Лекція № 27. Закономірності географічного розподілу складових водного балансу	308
27.1 Географічний розподіл випаровування та випаровуваності.....	308
27.2 Географічний розподіл вологості повітря.....	309
27.3 Географічний розподіл туманів	310
27.4 Географічний розподіл атмосферних опадів.....	311
27.5 Обіг води в атмосфері	313
27.6 Географічний розподіл снігового покриву	315
Завдання на самопідготовку	317
Питання для самоконтролю	317
Лекція № 28. Класифікація кліматів Землі.....	317
План	317
28.1 Історія створення класифікації кліматів.....	317
28.2 Класифікація кліматів Л.С. Берга	319
28.3 Класифікація кліматів Б.П. Алісова	323
Завдання на самопідготовку.....	328
Питання для самоконтролю	329
Лекція № 29. Клімат України.....	329
29.1 Клімат України як багаторічний режим погоди	329
29.2 Основні метеорологічні елементи клімату України.....	331
29.3 Несприятливі метеорологічні явища в Україні.....	333
Завдання на самопідготовку	335
Питання для самоконтролю	335

Лекція № 30. Зміни і коливання клімату	336
30.1. Поняття про зміни та коливання клімату	336
30.2. Ознаки різних типів клімату минулого	336
30.3. Про зміни клімату в геологічному минулому.....	336
30.4. Про коливання клімату в історичний час.....	336
30.5. Сучасні коливання клімату	336
30.6. Гіпотези, що пояснюють зміни клімату землі	336
30.7. Вплив людини на клімат	336
30.1 Поняття про зміни та коливання клімату	336
30.2 Ознаки різних типів клімату минулого.....	337
30.3 Про зміни клімату в геологічному минулому.....	339
30.4 Про коливання клімату в історичний час	340
30.5 Сучасні коливання клімату	342
30.6 Гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі.....	342
30.7 Вплив людини на клімат.....	345
Завдання на самопідготовку	351
Питання для самоконтролю.....	352
1. Чим відрізняються поняття зміни і коливання клімату?	352
2. Наведіть ознаки теплого, холодного, сухого і вологого кліматів минулого.....	352
Лекція № 31. кліматичні ресурси України. Акліматизація та кліматотерапія	352
31.1 Кліматичні ресурси України	353
32.2 Вплив погодно-кліматичних умов на організм людини	355
31.3 Природно-кліматичні умови і здоров'я.....	360
Завдання на самопідготовку	363
Питання для самоконтролю.....	364
Література	365