

Міністерство освіти і науки України
Національний університет “Одеська політехніка”

С.В. Мельник

КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ
«МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ»
для здобувачів денної і заочної форми навчання першого
(бакалаврського) рівня спеціальності 101 “Екологія” освітньої
програми “Екологічна безпека”

Одеса 2024

Міністерство освіти і науки України
Національний університет “Одеська політехніка”
Кафедра екологічної безпеки та гідравліки

С.В. Мельник

КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ
«МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ»
для здобувачів денної і заочної форми навчання першого
(бакалаврського) рівня спеціальності 101 “Екологія” освітньої
програми “Екологічна безпека”

Затверджено
на засіданні кафедри
екологічної безпеки та
гідравліки
Протокол № 13
Від 28.06.2024

Одеса 2024

Конспект лекцій з дисципліни «Метеорологія та кліматологія» для здобувачів денної і заочної форми навчання першого (бакалаврського) рівня спеціальності 101 “Екологія” освітньої програми “Екологічна безпека”/ Укл.: Мельник С.В. Одеса: Національний університет «Одеська політехніка», 2024. – 93 с.

Укладач С. В. Мельник
канд. техн. наук, доц.

Рецензент:

Єпутатов Ю.М. кандидат хім. наук, доцент, Національний університет «Одеська політехніка»

Зміст

<u>ВСТУП</u>	5
<u>Лекція 1 Загальні відомості про метеорологію</u>	5
<u>1. ПОВІТРЯ ТА АТМОСФЕРА</u>	8
<u>Лекція 2 Основні відомості про атмосферу</u>	8
<u>1.1 Визначення «атмосфери» і методи її вивчення</u>	8
<u>1.2 Склад сухого повітря біля земної поверхні</u>	10
<u>1.3 Водяна пара в повітрі.</u>	10
<u>1.4 Тиск водяної пари і відносна вологість</u>	11
<u>1.5 Зміна складу повітря з висотою</u>	11
<u>1.6 Рідкі і тверді домішки в атмосферному повітрі</u>	12
<u>1.7 Серпанок, хмари, тумани</u>	13
<u>Лекція 3. Зміна властивостей атмосфери по висоті</u>	14
<u>1.8 Електричне поле атмосфери</u>	14
<u>1.9. Атмосферний тиск</u>	15
<u>1.10. Температура і щільність повітря</u>	16
<u>1.11 Розподіл атмосферного тиску і температури з висотою</u>	17
<u>1.12. Адіабатичні зміни стану в атмосфері</u>	18
<u>1.13. Сухоадіабатичні зміни температури при вертикальних рухах</u>	18
<u>1.14. Вологоадіабатичні зміни температури</u>	19
<u>1.15. Псевдоадіабатичний процес</u>	19
<u>Лекція 4 Складові атмосфери та сонячна радіація</u>	20
<u>1.16 Тропосфера</u>	20
<u>1.17 Стратосфера і мезосфера</u>	20
<u>1.18 Термосфера</u>	21
<u>2 РАДІАЦІЙНИЙ РЕЖИМ</u>	22
<u>2.1 Радіація</u>	22

2.2. Поглинання і розсіювання сонячної радіації в атмосфері	23
2.3. Відбиття сонячної радіації. Поглинена радіація. Альbedo Землі	24
2.4. Випромінювання земної поверхні	25
2.5. Зустрічне випромінювання	25
2.6. Радіаційний баланс земної поверхні	26
3 БАРИЧНЕ ПОЛЕ І ВІТЕР	27
Лекція 5. Баричні поля, системи і коливання тиску	27
3.1. Баричне поле і карти ізобар	27
3.2. Баричні системи	31
3.3. Коливання тиску	32
3.4. Вітер, його швидкість та напрямок	33
3.5. Лінії току вітру	35
3.6. Баричний закон вітру (закон Бейс-Балло)	36
4 АТМОСФЕРНА ЦИРКУЛЯЦІЯ	37
Лекція 6. Циклони і антициклони	37
4.1. Поняття про загальну циркуляцію	37
Лекція 7. Атмосферні фронти	42
4.2. Фронти в атмосфері	43
4.3. Зміни погоди при проходженні фронту	44
5 ТЕРМІЧНИЙ РЕЖИМ	47
Лекція 8. Термічний режим атмосфери	47
5.1. Температура повітря	47
5.2. Тепловий баланс земної поверхні	48
5.3. Температура ґрунту	48
6 РЕЖИМ ЗВОЛОЖЕННЯ, ХМАРНОСТІ ТА АТМОСФЕРНІ ЯВИЩА	50
Лекція 9. Волога в атмосфері та атмосферні опади	50
6.1. Основні процеси перетворення вологості в атмосфері.	50
6.2. Гроза як комплекс метеорологічних та електричних процесів.	56
7 СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ	59
Лекція 10. Основи синоптичної метеорології	59

<u>7.1 Розвиток синоптичної метеорології</u>	59
<u>7.2 Основні процеси синоптичної метеорології</u>	60
<u>7.3. Прогнози погоди</u>	61
8 КЛІМАТОУТВОРЕННЯ	64
<u>Лекція 11 Географічні чинники клімату. Кліматичні зони Землі</u>	64
<u>8.1 Кліматотворні процеси</u>	64
<u>8.2 Географічні чинники клімату</u>	65
<u>8.3 Кліматичні зони Землі</u>	68
<u>Лекція 12 Мікроклімат</u>	72
<u>8.4 Мікроклімат як явище поверхневого шару повітря</u>	72
<u>8.5 Особливості температури і вітру у приземному шарі</u>	73
<u>8.6 Мікроклімат лісу</u>	73
<u>8.7 Мікроклімат міста</u>	74
9 КЛІМАТИЧНІ УМОВИ І РЕСУРСИ УКРАЇНИ	77
<u>Лекція 13 Клімат України</u>	77
<u>9.1. Радіаційні фактори клімату.</u>	77
<u>9.2 Циркуляційні фактори клімату.</u>	78
<u>9.3 Розподіл кліматичних показників.</u>	80
<u>Лекція 14 Особливості кліматичних ресурсів України</u>	82
<u>9.4 Стихійні погодні явища.</u>	82
<u>9.5 Сезонність погодних умов.</u>	83
<u>9.6 Кліматичні ресурси.</u>	84
10 КОЛИВАННЯ КЛІМАТУ	86
<u>Лекція 15. Коливання клімату</u>	86
<u>10.1 Зміни клімату в геологічному минулому</u>	86
<u>10.2 Причини геологічних змін клімату</u>	87
<u>10.3 Сучасне потепління</u>	89
<u>10.4 Причини сучасних коливань клімату</u>	90
<u>10.5 Про можливості поліпшення клімату</u>	90

ВСТУП

Лекція 1 Загальні відомості про метеорологію

Визначення метеорології, її складові частини і певні етапи розвитку сучасної метеорології.

Метеорологія (від грец. метеор - небесні явища і логос - наука) - це наука про атмосферу - про її будову, властивості та фізичні процеси, що в ній протікають. Це одна з геофізичних наук. Метеорологія - багатогалузева наука. Кожна її дисципліна своєрідна і спеціалізується на вивченні певних питань. Так, фахівці з кліматології - важливої галузі метеорології вивчають клімат земної кулі (загальна кліматологія), встановлюють причини й особливості їх формування, можливі зміни (генетична кліматологія), вплив рельєфу, водойм, міст, лісів на клімат (мікрокліматологія).

Розділ метеорології - фізика атмосфери - вивчає фізичний механізм метеорологічних явищ і процесів. Фахівці досліджують процеси конденсації водяної пари, утворення хмар, висхідні та низхідні рухи повітря, механізм утворення опадів, туманів тощо. Фізичні процеси у приземному шарі повітря, зокрема теплообмін між підстилаючою поверхнею та атмосферою, тепловий режим, розвиток турбулентних та вертикальних рухів, випаровування і конденсація - питання фізики приземного шару повітря. Предметом вивчення актинометрії є сонячне, земне, атмосферне випромінювання (радіація). Спеціалісти вимірюють пряму розсіяну радіацію, ефективне випромінювання, альbedo - складові радіаційного балансу, розглядають розподіл сонячної радіації по земній кулі.

Спеціалісти з метеорологічної оптики вивчають вплив щільності і прозорості різних шарів повітря на проникання променів світла. Адже відомо, що від розсіювання, поглинання, заломлення, рефракції та дифракції світла залежать колір неба, мерехтіння зірок, явище присмерків, райдуга, гало, несправжні сонця, міражі та інші незвичайні оптичні явища. Акустична метеорологія вивчає інтенсивність поширення звуків в атмосфері залежно від її щільності, досліджує відбиття звукових хвиль, без чого неможливим був би радіозв'язок на великі відстані.

Електричне поле атмосфери, явища іонізації та електропровідності повітря, електричні заряди хмар та опадів, струм і розряди в атмосфері досліджують метеорологи, фахом яких є атмосферна електрика.

В окрему галузь виділилась космічна метеорологія, яка виникла невдовзі після перших запусків штучних метеорологічних супутників землі і займається спостереженням зі станом хмарності, льодовиків, температурою на верхній межі хмар. Динамічна метеорологія вивчає атмосферні рухи й пов'язані з ними перетворення енергії, розв'язують рівняння термодинаміки та гідромеханіки. Основне практичне завдання - розробити методи числового прогнозу погоди. Великим розділом метеорології є синоптична, в тому числі авіаційна, метеорологія. Синоптики займаються складанням прогнозів погоди на строки від кількох годин до кількох місяців (сезон). Нині метеорологи-науковці працюють над розробкою методів наддовгострокових прогнозів погоди - на один - два роки.

Виділяються ще прикладні метеорологічні науки. Вони досліджують залежність господарської діяльності людини від умов погоди. Це агрометеорологія, що вивчає взаємозв'язок між фізичними і хімічними процесами в атмосфері та живими істотами - тваринами, рослинами.

Предметом вивчення медичної метеорології є вплив атмосферних процесів на розвиток певних захворювань, залежність хронічних та епідемічних хвороб від погодних умов, а також можливості й наслідки клімату тощо.

Від метеорології уже в наш час відокремилась аерономія, як учення про фізичні та хімічні процеси у верхніх шарах атмосфери, починаючи з мезосфери.

До складу метеорології органічно входить аерологія - учення про методи дослідження вільної атмосфери до висот 20 - 25 км (зона польотів цивільної авіації).

Великий розділ метеорології, присвячений клімату, виділився в більш-менш самостійну дисципліну - кліматологію, яка відноситься по своїй суті до географічних наук.

Термін "кліматологія" застосовувався в стародавності, ще до Аристотеля, якому належить трактат під цією назвою про атмосферні явища і називався він "Метеорологіка". Це була робота про метеори - дощ, сніг, град, вітер, блискавки, веселки тощо.

Клімат - це статистичний режим атмосферних умов (умов погоди), характерний для кожного даного місця на Землі в силу його географічного положення. Цей режим дещо змінюється від одного багаторічного відрізка часу до іншого, причому такі зміни за історичний час носять характер коливань. Але ці коливання клімату достатньо малі і не заважають йому бути сталою географічною характеристикою даної місцевості.

Існують три основних цикли атмосферних процесів, що визначають клімат. Це так звані кліматотворні цикли - теплообіг, вологообіг та атмосферна циркуляція. Перші записи про погоду, що дійшли до нас, велись ще за 3000 років до нашої ери. У літописах повідомлення про погоду з'являються о другій половині IX століття. В "Повісті минулих літ", наприклад, сповіщалося, що 867 рік у Києві був голодний, а в 1092 р. земля вигоріла і багато лісів і боліт займалися самі по собі.

Левер'є склав першу в світі синоптичну карту, користуючись даними 29 відомих йому метеорологічних станцій, і зробив висновок про те, що шторм можна було спрогнозувати. Балаклавська буря дала поштовх розвитку мережі метеорологічних станцій і синоптичної метеорології.

В Англії організацією служби погоди займався голова Метеорологічного департаменту бюро торгівлі вчений Р. Фіцрой.

Левер'є і Фіцрой справедливо вважали, що для практичного використання потрібні прогнози, а не інформація про погоду. Нині погоду прогнозують майже в усіх країнах світу. Для цього за допомогою законів фізики та гідродинаміки вивчають фізичні процеси в атмосфері. Прогнози погоди складають на різні строки. Так в авіації потрібні прогнози на час польоту літаків та в пунктах їх посадки. Складаючи такий прогноз, враховують силу вітру, видимість, хмарність, можливість грози, обледеніння, смерчу. Особливого вивчення потребують часті тумани в Україні взимку.

Довгий час для проведення точних спостережень у вільній атмосфері не було підйомних апаратів. З часом ними стали вдосконалені повітряні змії, які використовували обсерваторії Блу-Хілла (США) з 1894 р.

Справжні дослідження вільної атмосфери почалися з винаходом аеростатів. Разом з приладами в повітря піднялися вчені. Проте підйоми на аеростатах не були регулярними.

Значним кроком у дальшому розкритті таємниць атмосфери стало використання куль-зондів без людини на борту. Восени 1893 року на висоті 12-13 км було зареєстровано значно вищу температуру повітря, ніж на висоті 8-10 км. Так було відкрито стратосферу.

На початку XX ст. атмосферу стали вивчати з літаків. Сучасні літаки-лабораторії підіймаються до 5-10 км. Радіозонди "повідомляють" про стан атмосфери до висоти 20-30 км. Надзвукові літаки й космічні прилади підіймаються на висоту 30-300 км. Метеорологічні супутники Землі вивчають стан атмосфери на висоті 300-1500 км. Останнім часом складні атмосферні процеси почали досліджувати за допомогою лазерів (лідарів).

Метеорологи давно шукають шляхи, щоб замінити якісні методи прогнозування погоди об'єктивними, числовими методами. Ідея математичних розрахунків окремих метеорологічних елементів виникла ще в 20 - х р. XX ст. і належить англійському вченому

П. Річардсону. Але система виявилася такою громіздкою, що на її розв'язування потрібен був цілий місяць.

У 40-х р. більш досконалу систему, яка ґрунтується на законах гідродинаміки, запропонував І.О. Кібель. Та практично користуватися нею стали лише після створення потужних електронно-обчислювальних машин (ЕОМ).

Перші спроби прогнозування забрудненості атмосфери залежно від погоди зроблено в 1975 р. у Києві. Тепер їх складають щодня на наступну добу у Києві, Дніпропетровську, Донецьку та інших містах. Близько 85% прогнозів стверджуються. Чи можливо змінити клімат? Ще легіонери Олександра Македонського були здивовані, побачивши, як таджики посипають сніг золою, щоб він скоріше танув. Такий спосіб зменшення льодовитості Арктики був запропонований у 20 столітті.

Великий внесок у вивчення атмосфери робить одна з найстаріших міжнародних метеорологічних організацій - Всесвітня метеорологічна організація (ВМО). Її статут було затверджено ще в 1873 р. в м. Лейпцигу на першій Міжнародній метеорологічній конференції.

ВМО очолила колективну роботу метеорологів світу за програмою вивчення глобальних атмосферних процесів. (ПВГАП). Перший експеримент ПВГАП проведено ще в 1974 р. вивчення законів загальної циркуляції почали з міжнародного Атлантичного тропічного експерименту (АТЕП), бо саме з тропіків тепло і волога розносяться по всій Землі. Його готували 13 країн. В експедиції брали участь вчені 70 країн.

Український науково-дослідний інститут Держкомгідромету, заснований в 1959 р., знаходиться в Києві. Він складається з 7 наукових відділів, двох польових експериментальних баз (у с. Жовтневому Дніпропетровської обл. та в м. Богуславі на Київщині), має експериментальний метеорологічний полігон, літаки-лабораторії, велику метеорологічну бібліотеку.

Контрольні запитання.

1. Дайте визначення поняттю “метеорологія”. На які складові частини поділяється сучасна метеорологія?
2. Які основні етапи розвитку світової метеорології вам відомі?
3. Які основні етапи розвитку вітчизняної метеорології вам відомі?
4. Які організації займають провідну роль у розвитку метеорології в нашій країні, в вашому місті.

1.ПОВІТРЯ ТА АТМОСФЕРА

Лекція 2 Основні відомості про атмосферу

Поняття “атмосфери” її границі і методи вивчення. Склад сухого повітря біля земної поверхні. Тиск водяної пари і відносна вологість. Зміна складу повітря з висотою. Атмосферні явища.

1.1 Визначення «атмосфери» і методи її вивчення

Атмосфера (від грец. атмос - пара і сфера - оболонка) - це газоподібна оболонка Землі, що приймає участь у її добовому та річному обертанні. Вона є об'єктом вивчення метеорології. На дні цього атмосферного океану в основному і протікає наше життя.

Повітря, на відміну від води, стискається. Тому з висотою щільність його зменшується, і атмосфера поступово, без різкого переходу, зникає.

Половина всієї маси атмосфери зосереджена в нижніх 5 км, три чверті - в нижніх 10 км, дев'ять десятих - в нижніх 20 км.

Але присутність повітря - чим вище, тим більш розрідженого - реєструється на дуже великих відстанях від Землі.

Полярні сніга вказують на наявність атмосфери на висотах до 1000 км і більше.

Польоти супутників на висотах у декілька тисяч кілометрів також відбуваються в атмосфері, хоча й дуже розрідженій. Із спостережень за допомогою ракет можна зробити висновок, що атмосфера простягається, при поступовому зменшенні щільності, до відстані більше 20 000 км.

Погода - це фізичний стан атмосфери, що безперервно змінюється. Погода у даний момент у даному місці характеризується сукупністю значень метеорологічних елементів (величин). Це температура повітря, хмарність, атмосферні опади, вітер та ін. За деякий відрізок часу вона визначається послідовними змінами цих елементів або їх середніми значеннями за цей же час.

Зміни погоди у земної поверхні мають велике значення для сільського господарства та багатьох інших галузей господарської діяльності людини. Погода у більш високих шарах атмосфери впливає на польоти авіації. При цьому треба мати на увазі, що атмосферні процеси на різних висотах пов'язані між собою. Тому для повноцінного вивчення погоди у земної поверхні необхідно вивчати і більш високі шари атмосфери.

Спостереження. Тривалість та безперервність спостережень - це найважливіша умова метеорологічних спостережень, окрім синхронності. Програма спостережень на метеорологічних станціях уніфікована. На всіх наземних метеорологічних станціях в усьому світі проводяться одночасні (синхронні) спостереження через кожні 3 години по єдиному для всіх - гринвіцькому - часу (нульовий меридіан). Результати передаються в органи служби погоди.

На метеостанціях загального типу реєструється:

- $t^{\circ}\text{C}$ повітря на висоті 2 м над земною поверхнею,
- атмосферний тиск,
- вологість повітря,
- вітер на висоті 10 - 12 м,
- хмарність,
- опади,
- горизонтальна видимість,
- тривалість сонячного сяяння,
- $t^{\circ}\text{C}$ ґрунту,
- стан поверхні ґрунту,
- висота і щільність снігового покриву,
- випаровування з водної поверхні.

Всі метеорологічні прилади повинні мати однотипність. Серед сучасних методів використовують також зондування за допомогою повітряних куль-зондів з автоматичними приладами для вимірювання температури, тиску та вологості.

Моделювання. Модель - це штучна система, що віддзеркалює основні властивості об'єкту вивчення - оригіналу. Вона зображує в зручній формі багаточисельну інформацію про об'єкт вивчення, знаходиться з ним в певній відповідності, дозволяючи замінити його

при дослідженні. В залежності від об'єкту дослідження, мети та задач, що вирішуються при цьому, використовуються різноманітні види моделей - макетні (натуральні), фізичні, математичні, функціональні.

Статистичний та фізико-математичний аналізи. Результати спостережень підлягають аналізу з метою виявлення тих закономірностей, що існують в атмосферних процесах. Першорядне значення у метеорології має статистичний аналіз великого масиву спостережень, особливо використання усереднень, які відсіюють випадкові деталі явищ і ясно вказують на їхні суттєві особливості.

Статистика - це шлях до прогнозу. Особливо велика роль цього методу для кліматології. Кліматологія бере в якості початкового матеріалу результати метеорологічних спостережень. Ці результати співставляються, порівнюються в часі та просторі. Для повної уяви про клімат недостатньо спостережень одночасних або на протязі коротких відрізків часу. Атмосферні процеси настільки швидко змінюються в просторі і часі, що для вивчення сучасного клімату в усіх його особливостях їх треба спостерігати на протязі тривалого, багаторічного періоду.

Оскільки в метеорології розглядаються фізичні явища, їх пояснення може бути дано тільки на основі законів фізики. Найбільш прийнятний для цього шлях - **фізико-математичний аналіз**. На основі загальних законів фізики складаються математичні рівняння, що описують атмосферні процеси. Підставляючи у ці рівняння початкові дані, отримані із спостережень, можна знаходити кількісні закономірності атмосферних процесів і прогнозувати їх подальший рух.

Сутність картографічного методу в використанні макетного моделювання, основним інструментом якого є карта, для дослідження та конструювання різного роду територіальних фізичних систем, а також явищ та процесів, що в них відбуваються. Особливо продуктивне використання картографічного методу при вивченні закономірностей просторового розміщення природних об'єктів, а також при аналізі процесів, що в них відбуваються.

Карта дає можливість зрозуміти масштабність процесу та розподіл метеорологічних величин у просторі. Карта з фактичними результатами спостережень, що зроблені в один і той же час, називається синоптичною (синоптикус по грец. - оглядаю), тобто карта з оглядом погоди.

Карта з результатами статистичної обробки багаторічних спостережень називається кліматологічною. Наприклад, карти середнього розподілу опадів, температур, характеристик снігового покриву, повторюваності гроз тощо. Картографічний метод є практично спеціальним методом географічної науки, в якій карта виступає носієм і зберігачем геопросторової інформації, одержаної в результаті проведених досліджень. Поряд із цим, вона може слугувати початковою основою для багатьох наступних досліджень.

1.2 Склад сухого повітря біля земної поверхні

Атмосфера складається з суміші газів, що називається повітрям, у якому знаходяться в завислому стані рідкі і тверді частинки. Загальна маса останніх незначна в порівнянні з усією масою атмосфери.

Атмосферне повітря в земної поверхні, як правило, є вологим. Це значить, що до його складу, разом з іншими газами, входить водяна пара, тобто вода в газоподібному стані (H_2O). Утримання водяної пари в повітрі змінюється в значних межах, на відміну від інших складових частин повітря: у земної поверхні воно коливається між сотими частками відсотка і декількома відсотками. Це пояснюється тим, що при існуючих в атмосфері

умовах водяна пара може переходити в рідкий і твердий стан і, навпаки, може надходити в атмосферу наново унаслідок випару з земної поверхні.

Повітря без водяної пари називають сухим повітрям. У земної поверхні сухе повітря на 99% перебуває з азоту (78% по об'єму, або 76% по масі) і кисню (21% по об'єму, або 23% по масі). Обидва ці гази входять до складу повітря в земної поверхні у вигляді двохатомних молекул (N_2 і O_2). 1%, що залишився, припадає майже цілком на аргон (Ar). Усього 0,03% залишається на вуглекислий газ (CO_2). Численні інші гази входять до складу повітря в тисячних, мільйонних і ще менших частках відсотка. Це криптон (Kr), ксенон (Xe), неон (Ne), гелій (He), водень (H_2), озон (O_3), йод (I), радон (Rn), метан (CH_4), аміак (NH_3), перекис водню (H_2O_2), закис азоту (N_2O) і ін.

Всі перераховані вище гази завжди зберігають газоподібний стан при температурах, що спостерігаються в атмосфері, і тиску не тільки в земної поверхні, але й у високих шарах.

1.3 Водяна пара в повітрі.

Відсотковий вміст водяної пари в вологому повітрі у земної поверхні складає в середньому від 0,2% у полярних широтах до 2,5% в екватора, а в окремих випадках коливається майже від нуля до 4%. У зв'язку з цим стає перемінним і відсоткове співвідношення інших газів у вологому повітрі. Чим більше в повітрі водяної пари, тим менша частина її об'єму доводиться на постійні гази при тих же тиску і температурі.

Водяна пара безупинно надходить в атмосферу шляхом випари з водних поверхонь і вологого ґрунту, а також у результаті транспірації рослинами, при цьому в різних місцях і в різний час він надходить у різних кількостях. Від земної поверхні водяна пара поширюється нагору, а повітряними плинами переноситься з одних місць Землі в інші.

У атмосфері може виникати стан насичення. У такому стані водяна пара міститься в повітрі в кількості, гранично можливій при даній температурі. Водяну пара при цьому називають як ту, що насичує, а повітря, що містить його, насиченим. Стан насичення звичайно досягається при зниженні температури повітря. Коли цей стан досягнутий, те при подальшому зниженні температури частина водяної пари стає надлишковою і конденсується, переходить у рідкий або твердий стан.

У повітрі виникають водяні краплі і крижані кристали хмар і туманів. Хмари можуть знову випаровуватися; в інших випадках краплі і кристали хмар, збільшуючись, можуть випадати на земну поверхню у виді опадів. Внаслідок усього цього утримання водяної пари в кожній ділянці атмосфери безупинно змінюється.

Водяна пара сильно поглинає довгохвильову інфрачервону радіацію, що випромінює земна поверхня. У свою чергу і сама вона випромінює інфрачервону радіацію, велика частина якої йде до земної поверхні. Це зменшує нічне охолодження земної поверхні і тим самим також нижніх шарів повітря.

На випар води з земної поверхні затрачаються великі кількості тепла, а при конденсації водяної пари в атмосфері це тепло передається в повітря. Хмари, що виникають у результаті конденсації, відбивають і поглинають сонячну радіацію на її шляху до земної поверхні. Опади, що випадають із хмар, є найважливішим елементом погоди і клімату.

1.4 Тиск водяної пари і відносна вологість

Утримання водяної пари в повітрі називають вологістю повітря. Основні характеристики вологості - це парціальний тиск водяної пари (тиск водяної пари) і відносна вологість. Водяна пара, як усякий газ, має пружність (тиск). Тиск водяної пари є пропорційно його щільності (масі в одиниці об'єму) і його абсолютній температурі. Він виражається в тих же одиницях, що і тиск повітря і всіх його складових частин, тобто в

гектопаскалях (мілібарах). В даний час у науковій літературі обов'язковим є використання Міжнародної системи одиниць, у котрій основною одиницею тиску служить Паскаль ($1 \text{ Па} = 1 \text{ Н/м}^2$).

Тиск водяної пари в стані насичення називають тиском насиченої водяної пари. Це максимальний тиск водяної пари, можливий при даній температурі. Наприклад, при температурі 0°C тиск насиченої пари дорівнює 6,1 гПа. Якщо повітря містить водяної пари менше, ніж потрібно для насичення його при даній температурі, можна визначити, наскільки повітря близьке до стану насичення. Для цього обчислюють відносну вологість. Так називають відношення фактичного тиску e водяної пари, що знаходиться в повітрі, до тиску насиченої пари E при температурі повітря:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100 \%$$

Наприклад, при температурі 20°C тиск насиченої пари дорівнює 23,4 гПа. Якщо при цьому фактичний тиск водяної пари в повітрі буде 11,7 гПа, то відносна вологість повітря дорівнює $(11,7:23,4) \times 100 = 50\%$.

Тиск водяної пари в земній поверхні змінюється від сотих часток гектопаскаля (при дуже низьких температурах взимку в Антарктиді і Якутії) до 35 гПа і більш (у екватора). Чим тепліше повітря, тим більше водяної пари він може містити в стані насичення і, відповідно, тим більше може бути в ньому тиск водяної пари.

Відносна вологість повітря може приймати всі значення, від нуля, у випадку сухого повітря ($e=0$), до 100% для стану насичення ($e = E$).

1.5 Зміна складу повітря з висотою

Відсотковий уміст складових частин сухого повітря в нижніх ста кілометрах із висотою майже не змінюється. Повітря, що знаходиться в постійному русі, добре перемішується по вертикалі, і атмосферні гази не розшаровуються по щільності, як це було б в умовах спокійної атмосфери (де частка більш легких газів повинна була б зростати з висотою).

Приблизно до висоти 100-200 км переважним газом атмосфери все-таки залишається азот. Однак вище 100 км таке розшарування газів по щільності починається і поступово збільшується з висотою.

Вище починає переважати кисень, причому кисень в атомарному стані: під дією ультрафіолетової радіації Сонця його двохатомні молекули розпадаються на заряджені атоми.

Вище 1000 км атмосфера складається, головним чином, із гелію і водню, причому гелій - також в атомарному стані, тобто у вигляді заряджених атомів, - переважає. Починаючи з 2400 км, в атмосфері зустрічається, в основному, водень, що полишає атмосферу Землі і дисипує в космічний простір по причині настільки малої питомої ваги, що земне тяжіння не здатне його втримати в атмосфері.

Відсотковий вміст водяної пари в повітрі змінюється з висотою. Водяна пара постійно надходить в атмосферу знизу, а розповсюджуючись нагору, конденсується, згущається. Тому тиск і щільність водяної пари убують із висотою швидше, ніж тиск і щільність інших газів повітря. Загальна щільність повітря стає вдвічі менше, ніж у земній поверхні, на висоті 5-6 км, а щільність водяної пари в середньому убואє удвічі вже на висоті 1,5-2 км. На висоті 5-6 км тиск водяної пари і, отже, його утримання в повітрі в 10 разів менше, ніж у земній поверхні, а на висоті 10-12 км в сто разів менше. Таким чином, вище 10-15 км утримання водяної пари в повітрі мізерно мале і хмари, від яких можна чекати опадів, тут не утворюються.

Зміна з висотою утримання озону в повітрі особливо цікаво. У земної поверхні озон міститься в незначних кількостях. З висотою утримання його зростає, причому не тільки у відсотковому відношенні, але і по абсолютних значеннях. Максимальне утримання озону спостерігається на висотах 25-30 км; вище воно убуває і на висотах біля 70 км сходить нанівець. Процес утворення озону з кисню відбувається в шарах від 70 до 15 км при поглинанні киснем ультрафіолетової сонячної радіації. Частина двохатомних молекул кисню розкладається на атоми, а атоми приєднуються до збережених молекул, створюючи трьохатомні молекули озону. Одночасно відбувається зворотний процес перетворення озону в кисень. У шари нижче 15 км озон заноситься із шарів, що лежать вище, при перемішуванні повітря.

1.6 Рідкі і тверді домішки в атмосферному повітрі

Крім перерахованих вище атмосферних газів, у повітря місцями можуть проникати інші гази, особливо з'єднання, що виникають при згорянні палива (окисли сірки, вуглецю, фосфору й ін.). Найбільша кількість таких домішок надходить у повітря великих міст і промислових районів.

До складу атмосфери входять також тверді і рідкі частки, завислі в атмосферному повітрі: водяні краплі і кристали, що виникають в атмосфері при конденсації водяної пари, пил ґрунтового й органічного походження, тверді частки диму, сажа, попіл і краплі кислот, що потрапляють у повітря при лісових пожежах, спалюванні палива і вулканічних виверженнях, частки морської солі, що потрапляють у повітря при розбризкуванні морської води під час хвилювання (звичайно в силу своєї гігроскопічності це не тверді частки, а дрібні краплі насиченого розчину солі у воді), мікроорганізми (бактерії), пилок, спори, нарешті, космічний пил, що потрапляє в атмосферу (біля 1 млн. т у рік) із міжпланетного простору, а також виникає при згорянні метеорів в атмосфері.

Всі ці домішки, або аерозолі, у найбільшій кількості містяться в самих нижніх шарах атмосфери: адже основне їхнє джерело - земна поверхня. Особливо забруднений ними повітря великих міст. Не говорячи про шкідливі газові домішки (SO_2 , CO і ін.), на кожний кубічний сантиметр повітря тут доводяться десятки тисяч аерозольних часток, а за рік на кожний квадратний кілометр випадають з атмосфери сотні тонн аерозолів. У сільських місцевостях кількість часток аерозольних домішок у приземному повітрі обчислюється тільки тисячами в кубічному сантиметрі, а над океанами - тільки сотнями. З висотою число завислих часток швидко убуває; на висотах 5-10 км їх усього десятки на кубічний сантиметр. У загальному в атмосферному стовпі над кожним квадратним сантиметром земної поверхні міститься 108-109 аерозольних часток. Загальна їхня маса в атмосфері не менше 108 т. Це величезна маса, але вона мала в порівнянні з усією масою атмосфери, що, як ми побачимо далі, визначається в 5×10^{15} т.

Бактерії в центральних частинах океанів зустрічаються в кількості декількох одиниць на кубічний метр повітря; у великих містах їх уже тисяча і десятки тисяч у тому ж об'ємі. Від кількості і роду аерозольних домішок залежать явища поглинання і розсіювання радіації в атмосфері, тобто її велика або менша прозорість для радіації. Наявність завислих часток створює в атмосфері також ряд оптичних явищ, властивих колоїдним розчинам. Найбільші великі аерозольні частки, що мають гігроскопічні властивості, грають в атмосфері роль ядер конденсації, тобто центрів, до яких приєднуються молекули водяної пари, створюючи водяні краплі.

Аерозольні домішки можуть легко переноситися повітряними течіями на великі відстані. Піщаний пил, що потрапляє в повітря над пустелями Африки і Передньої Азії, неодноразово випадав у великих кількостях на території Південної і Середньої Європи. Дим лісових пожеж у Канаді переносився сильними повітряними течіями на висотах 8-13 км через Атлантику до берегів Європи, ще зберігаючи достатню концентрацію. Дим і

попіл великих вулканічних вивержень неодноразово поширювалися у високих шарах атмосфери на величезні відстані, закутуючи всю земну кулю. Помутніння повітря й аномально червоний колір зорі спостерігалися протягом багатьох місяців після виверження. Після падіння Тунгуського метеорита в 1908 р. також спостерігалось помутніння повітря на великих відстанях. Радіоактивні продукти, що потрапляють в атмосферу при термоядерних вибухах, поширюються у високих шарах атмосфери над величезними просторами земної кулі.

1.7 Серпанок, хмари, тумани

Краплі і кристали, на відміну від порошин, виникають у самій атмосфері при конденсації водяної пари і можуть зникати, не випадаючи, унаслідок випару. Якщо вони дуже розріджені й дрібні, то виявляються по деякому помутнінню повітря синюватого або сіруватого кольору - серпанку. Більш щільні їхні скупчення - хмари і тумани. Краплі хмар звичайно дуже дрібні - діаметром від одиниць до десятків мікрометрів (тобто від тисячних до сотих часток міліметра). У кожному кубічному сантиметрі хмарного повітря міститься декілька десятків або сотень крапель. Це значить, що на один кубічний метр хмарного повітря доводиться усього декілька грамів або навіть часток грама рідкої води. Кристали в хмарах також у більшості дуже дрібні. Тому хмари можуть довгостроково утримуватися в атмосфері в завислому стані внаслідок опору повітря і його висхідних рухів. Але в хмарах може відбуватися й укрупнення хмарних елементів; досягнувши визначених розмірів, вони починають випадати з хмар у виді опадів - крапель дощу, кристалів снігу й ін. Хмари спостерігаються на різних висотах у межах нижніх 10-15 км, причому з висотою водність хмар (тобто утримання в них рідкої води на одиницю об'єму) у середньому убиває. Зрідка спостерігаються особливі, дуже легкі хмари на висотах біля 22-27 км (перламутрові) і біля 82-85 км (сріблясті, або мезосферні). Нерідко хмароподібні скупчення крапель і кристалів починаються від самої земної поверхні; у цих випадках вони називаються туманами.

Контрольні запитання.

1. Приведіть визначення атмосфери. Які методи вивчення атмосфери вам відомі? Приведіть кратку характеристику кожного.
2. Приведіть склад сухого повітря. Наведений вами склад по масі чи по об'єму? Який взаємозв'язок між цими показниками?
3. Який вміст водяної пари в вологому повітрі? Що розуміють під станом насичення водяної пари в атмосфері?
4. Що розуміють під абсолютною і відносною вологістю повітря? Як вони визначаються?
5. Опишіть докладно як змінюється склад повітря з висотою?
6. Які домішки трапляються в атмосферному повітрі і як вони розподіляються по висоті?
7. Які атмосферні явища зустрічаються в атмосфері в залежності від наявності і стану водяної пари? Посніть причини їх виникнення.

Лекція 3. Зміна властивостей атмосфери по висоті

Утворення електричного поля атмосфери. Рівняння стану газів і атмосферний тиск. Температура атмосфери, щільність повітря та їх зміни з висотою. Висотні складові атмосфери.

1.8 Електричне поле атмосфери

Частина молекул атмосферних газів і часток атмосферного аерозолі - крапель, порошин, кристалів - несе електричні заряди. Ці заряджені частинки називаються іонами. Молекули повітря заряджаються унаслідок втрати електрона або приєднання вільного електрона. До зарядженої молекули приєднуються інші молекули, у яких відбувається шляхом індукції поділ зарядів. Так виникає електрично заряджений комплекс молекул, називаний легким іоном. Заряджені молекули можуть також приєднуватися до ядер конденсації або порошинам, завислим у повітрі, унаслідок чого виникають дуже великі важкі іони з масами, в тисячу разом більшими, ніж у легких іонів. Утримання легких іонів у земної поверхні - декілька сотень на один кубічний сантиметр, важких - від декількох сотень до десятків тисяч на один кубічний метр.

Краплі і кристали хмар і опадів, виникаючи на іонах як на ядрах конденсації, приєднуючи їх надалі, а також одержуючи електричні заряди іншими способами, також можуть стати носіями електричних зарядів. У більшості випадків вони і є такими. Заряди крапель і кристалів набагато більше, ніж заряди іонів: вони можуть досягати багатьох мільйонів елементарних зарядів (зарядів електрона).

З висотою зміст іонів збільшується, особливо в шарах вище 80-100 км. Іони є тут в основному зарядженими атомами кисню, гелію і водню. Крім того, значна частина іонів у високих шарах являє собою вільні електрони. Утримання іонів тут вимірюється сотнями і мільйонами на один кубічний сантиметр повітря. Так само як і незаряджені частки, іони в атмосфері постійно переміщаються. Саме завдяки цьому атмосфера має електропровідність, у нижніх шарах малу, у високих - значну.

У атмосфері завжди існують рухливі електричні заряди, зв'язані з іонами, а також з елементами хмар і опадів. Заряди ці обох знаків, причому переважають позитивні, так що сумарний заряд атмосфери - позитивний. При цьому з висотою він зростає. Сама земна поверхня також має електричний заряд, причому у сумі негативний (порядку - 6×10^5 кулонів). У результаті атмосфера володіє електростатичним полем, у кожній точці якого є те або інше значення потенціалу. Це значить, що електричний заряд, поміщений у будь-якій точці атмосфери, буде випробувати силу, що діє на нього в напрямку, нормальному до поверхні рівного потенціалу, що проходить через цю точку. Цю силу на одиницю позитивного електричного заряду називають напруженістю атмосферного електричного поля. Вона спрямована у відсутності хмар зверху вниз і вимірюється зміною потенціалу поля на одиницю відстані, тобто у вольтах на метр (В/м).

У приземному шарі атмосфери напруженість поля в середньому для всієї земної кулі біля 100 В/м. У промислових районах із сильно забрудненим повітрям вона значно більше. З висотою напруженість поля зменшується: на висоті 10 км вона усього біля 5 В/м. Вище 20 км напруженість поля дуже мала; провідність повітря в цих шарах достатня для вирівнювання різниць потенціалу. Напруженість електричного поля атмосфери випробує зміни в добовому і річному ході, а також дуже великі збурення, зв'язані з розвитком хмар, особливо купчасто-дощових (грозових).

У загальному перенос електрики (струм провідності) повинний відбуватися від позитивно зарядженої атмосфери до негативно зарядженої земної поверхні. Незважаючи на це, негативний заряд земної поверхні з часом не убуває. Причина перебуває, мабуть, у грозах. У грозових хмарах відбувається сильна електризація хмарних елементів і поділ позитивних і негативних зарядів по окремих частинах хмари. Внаслідок цього в хмарах, а також між хмарами і землею виникають величезні різниці потенціалів, при яких напруженість поля доходить до десятків тисяч вольт на метр. При цьому в атмосфері виникають не тільки позитивні, але і негативні заряди, що індукують позитивний заряд на земній поверхні. Напруженість поля між хмарою і землею може навіть змінити свій напрям, тобто одержати напрям нагору. У зв'язку з зазначеними величезними

різницями потенціалів в атмосфері виникають іскрові електричні розряди, блискавки, як у хмарах, так і між хмарами і землею. При напруженості поля, спрямованої нагору, блискавки можуть переносити до земної поверхні дуже великі негативні заряди, що і компенсують втрату негативного заряду землею в спокійну погоду.

1.9. Атмосферний тиск

Основними характеристиками (параметрами) фізичного стану газу є його тиск, температура і щільність. Ці три характеристики не незалежні одна від іншої. Гази стискаються, тому щільність їх змінюється в широких межах у залежності від тиску і температури. Зв'язок між тиском, температурою і щільністю для ідеальних газів дається рівнянням стану газів, відомим із фізики. Воно пишеться

$$PV = RT \quad PV = RT \quad (1)$$

де P - тиск, V - питомий об'єм газу, T - температура по абсолютній шкалі, R - питома газова постійна, що залежить від природи газу. Рівняння стану газів є достатнім наближенням стосовно до сухого повітря, і до водяної пари, і до вологого повітря. У кожному випадку буде своє значення питомої газової сталої R . Для вологого повітря R змінюється в залежності від тиску водяної пари, що міститься в повітрі.

Всякий газ чинить тиск на стінки, що його обмежують. Числове значення (модуль) цієї сили тиску, віднесеної до одиниці площі, і називають тиском. Тиск газу обумовлено рухами його молекул, тим "бомбардуванням", що вони піддають стінки. При зростанні температури і зберіганні об'єму газу швидкості молекулярних рухів збільшуються і, отже, тиск зростає.

Повітря в закритому (негерметично) помешканні досить вільно вирівнює свій тиск із зовнішнім повітрям через пори і щілини в стінах, через вікна і т.д. Тому на метеорологічних станціях немає потреби поміщати барометри під відкритим небом - їх встановлюють усередині помешкання.

Основним приладом для виміру атмосферного тиску служить ртутний барометр. У цьому приладі, відомому з курсу фізики, атмосферний тиск врівноважується тиском стовпа ртуті; по змінах висоти ртутного стовпа можна судити про зміни атмосферного тиску.

Інший принцип виміру атмосферного тиску, широко застосовуваний в aneroidах, барографах, метеорографах, радіозондах, заснований на деформаціях пружної, порожньої усередині металевої коробки при змінах зовнішнього тиску на неї. Прилади цього типу потрібно тарувати (градувати) за показниками ртутного барометра. В даний час тиск, як уже сказано вище, виражають у гектопаскалях (гПа). Середній атмосферний тиск на рівні моря близько до 1013 гПа.

1.10. Температура і щільність повітря

Температура повітря є однією з головних метеорологічних величин. Всі явища та процеси, що відбуваються в органічному та неорганічному світі, безпосередньо пов'язані з термічними умовами навколишнього середовища. Крім того, температура повітря визначає характер і режим погоди.

Німецький фізик Даніель Габріель Фаренгейт (D. G. Fahrenheit, 1686 - 1736), який працював у Великій Британії та Нідерландах, у якості двох фіксованих точок вибрав рівні, один з яких відповідав температурі тіла його дружини (якби ми використовували зараз його термометр, він показав би 100° F), а другий, 0° F, відповідав найнижчому рівню, до якого опускався ртутний стовпчик в одну із зим у Північній Ірландії. Можливо, що Фаренгейт хотів уникнути від'ємних температур, вважаючи, що Північна Ірландія у

середині зими являється найбільш холодним місцем на земній кулі. Свій перший спиртовий термометр він виготовив у 1709 році, а ртутний - у 1714 році.

Відстань між цими двома точками він розділив на 100 рівних частин, кожну з яких він назвав градусом (сучасна назва - 1°F). Так у 1714 р. з'явилась шкала, названа його ім'ям.

За допомогою такого термометра, що показував 212°F і 32°F при кипінні та замерзанні води, йому вдалося встановити, що різні рідини киплять при різних, але "фіксованих ступенях (лат. - градус) теплоти". Андерс Цельсій (A. Celsius 1701 - 1744) запропонував використовувати два стани речовини для визначення двох точок на шкалі термометра. В якості нульової відмітки він узяв рівень ртуті, що відповідає температурі такого льоду, що тане. Через позначку 100 він помітив рівень, що відповідає температурі води, яка кипить. Поділивши цей інтервал на 100 рівних частин, Цельсій отримав стоградусну шкалу, яка й досі називається його ім'ям.

Щоб перейти від шкали Цельсія до шкали Фаренгейта і навпаки, слід врахувати, що ділення на шкалі Фаренгейта йдуть частіше, ніж по шкалі Цельсія ($5/9^{\circ}\text{C} = 1^{\circ}\text{F}$) і що 0°C відповідає 32°F . Тоді $5/9 (t^{\circ}\text{F} - 32) = t^{\circ}\text{C}$.

Шкала Цельсія не менш довільна, ніж шкала Фаренгейта, однак у науковій роботі нею користуються частіше. Повітря, як і всяке тіло, завжди має температуру, відмінну від абсолютного нуля. Температура повітря в кожній точці атмосфери безупинно змінюється; у різних місцях Землі в той самий час вона також різна. У земної поверхні температура повітря варіює в досить широких межах: крайні її значення, що спостерігалися дотепер, трохи нижче значення 60°C (у тропічних пустелях, наприклад, 58°C в Аль-Азізі (Лівія) 15.09. 1922 р.) і біля -90°C (на материку Антарктиди, $-88,3^{\circ}\text{C}$ на ст. "Восток" 24.08.1960 р.).

Поряд із шкалою Цельсія широко поширена (особливо в теорії) абсолютна шкала температури (шкала Кельвіна). Нуль цієї шкали відповідає повному припиненню теплового руху молекул, тобто найнижчій можливій температурі. По шкалі Цельсія це буде $-273,15^{\circ}\text{C}$ (на практиці за абсолютний нуль нерідко приймається -273°C). Одиниця абсолютної шкали, названа Кельвіном (K), дорівнює одиниці шкали Цельсія: $1\text{K} = 1^{\circ}\text{C}$. По абсолютній шкалі температура може бути тільки додатною, тобто вище абсолютного нуля.

У формулах температура по абсолютній шкалі позначається через T, а температура по Цельсію - через t. Для переходу від температури по Цельсію до температури по абсолютній шкалі служить формула

$$T = t + 273,15.$$

З висотою температура повітря змінюється в різних шарах і в різних випадках по-різному. У середньому вона спочатку знижується до висоти 10-15 км, потім зростає до 50-60 км, потім знову падає і т.д.

Щільність повітря безпосередньо не вимірюється, а обчислюється за допомогою рівняння стану газів. Вологе повітря дещо менш щільне, ніж сухе повітря при тих же значеннях тиску і температури. Це пояснюється тим, що водяна пара менш щільна, чим сухе повітря. Різниця не дуже велика. Щільність сухого повітря при температурі 0°C і тиску 1000 гПа дорівнює $1,276\text{кг/м}^3$.

Якщо ж повітря вологе, притім насичене, тобто тиск водяної пари 6,1 гПа (більше воно при температурі 0°C бути не може), то щільність його при тиску 1000 гПа буде $1,273\text{кг/м}^3$, тобто тільки на $0,003\text{кг/м}^3$ менше, ніж щільність сухого повітря. При більш високих температурах і, отже, при більшому вологоутриманні різниця збільшується, хоча і залишається невелика.

Щільність повітря в кожному місці безупинно змінюється в часі. Крім того, вона змінюється з висотою, тому що з висотою змінюються також атмосферний тиск і температура повітря. Тиск із висотою завжди зменшується, а разом із ним убыває і

щільність. Температура з висотою в основному знижується, принаймні в нижніх 10-15 км атмосфери. Але спад температури тягне за собою підвищення щільності. У результаті спільного впливу зміни тиску і температури щільність із висотою, як правило, знижується, але не так сильно, як тиск. У середньому для Європи вона дорівнює в земній поверхні $1,25 \text{ кг/м}^3$, на висоті 5 км - $0,74 \text{ кг/м}^3$, 10 км - $0,41 \text{ кг/м}^3$, 20 км - $0,09 \text{ кг/м}^3$.

Якби щільність повітря не змінювалася з висотою, а залишалася на всіх рівнях такою ж, як у земній поверхні, то висота атмосфери виявилася б рівною приблизно 8000 м. Ця висота (8000 м) називається висотою однорідної атмосфери. У дійсності щільність повітря з висотою убиває, і тому справжня висота атмосфери рівняється багатьом тисячам кілометрів.

1.11 Розподіл атмосферного тиску і температури з висотою

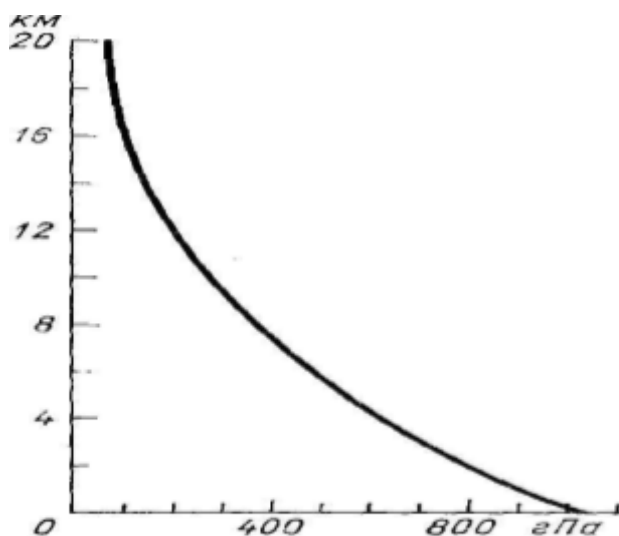


Рисунок 1.1 – Зміна атмосферного тиску з висотою.

Розподіл атмосферного тиску по висоті залежить від того, який тиск внизу і як розподіляється температура повітря з висотою. У багаторічному середньому для Європи тиск на рівні моря дорівнює 1014 гПа, на висоті 5 км - 538 гПа, 10 км - 262 гПа. Тиск убиває приблизно в геометричній прогресії, коли висота зростає в арифметичній прогресії. При більш точному дослідженні ця залежність описується кривою, що носить назву експоненти. Тому залежність тиску від висоти ще називають експоненціальною (рис. 1.1).

Приведення тиску до рівня моря є дуже важливою операцією. На приземні синоптичні карти завжди наноситься тиск, приведений до рівня

моря. Цим виключається вплив розходжень у висотах станцій на значення тиску і стає можливим з'ясувати горизонтальний розподіл тиску.

У земній поверхні (при 0°C) барична ступень 8 м/гПа. З ростом температури барична ступень зростає на 0,4 % на кожний градус. На висоті 5 км (при 0°C) барична ступень 16 м/гПа.

Вертикальний градієнт температури може змінюватися в досить широких межах. У нижніх 10 км у помірних широтах і в нижніх 15 км у тропіках він у середньому дорівнює $0,6^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. У нижніх сотнях метрів над нагрітою підстилаючою поверхнею він може перевищувати $1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, а в тонкому приземному шарі над перегрітою землею може бути в багато разів більше. Отже, якщо станція у помірних широтах має висоту 200 м і температура на ній 16°C , то для рівня моря приймається температура $17,2^\circ\text{C}$.

Бувають і такі випадки, коли температура повітря з висотою не падає, а зростає. Такий розподіл температури називають інверсією температури. Інверсії особливо часті по ночах у приземному шарі, але зустрічаються на різних висотах і у вільній атмосфері. Якщо температура в повітряному шарі не змінюється з висотою, тобто вертикальний градієнт її дорівнює нулю, то такий стан шару називають ізотермією. Вище 10-15 км і до висоти біля 50 км вертикальний розподіл температури навіть у середньому є ізотермічним або інверсійним.

1.12. Адіабатичні зміни стану в атмосфері

Дуже важливу роль в атмосферних процесах грає та обставина, що температура повітря може змінюватися і часто дійсно змінюється адіабатичне, тобто без теплообміну з навколишнім середовищем (із навколишньою атмосферою, землею поверхнею і світовим простором). Строго адіабатичних процесів в атмосфері не буває: ніяка маса повітря не може бути цілком ізольована від теплового впливу навколишнього середовища. Однак якщо атмосферний процес протікає досить швидко і теплообмін за цей час малий, то зміну стану можна з достатнім наближенням вважати адіабатичним.

Якщо деяка маса повітря в атмосфері адіабатичне розширюється, то тиск у ній падає, а разом із ним падає і температура. Навпроти, при адіабатичному стисканні маси повітря тиск і температура в ній зростають. Ці зміни температури, не зв'язані з теплообміном, відбуваються внаслідок перетворення внутрішньої енергії газу (енергії положення і руху молекул) у роботу або роботи у внутрішню енергію. При розширенні маси повітря робиться робота проти зовнішніх сил тиску, так називана робота розширення, на якій витрачається внутрішня енергія повітря. Але внутрішня енергія газу пропорційна його абсолютній температурі, тому температура повітря при розширенні падає. Навпроти, при стисканні маси повітря робиться робота стискання. Внутрішня енергія розглянутої маси повітря внаслідок цього зростає, тобто швидкість молекулярних рухів збільшується. Отже, зростає і температура повітря.

1.13. Сухоадіабатичні зміни температури при вертикальних рухах

Закон, по якому відбуваються адіабатичні зміни стану в ідеальному газі, із достатньою точністю може бути застосований до сухого повітря, а також до ненасиченого вологого повітря. Цей сухоадіабатичний закон виражається рівнянням сухоадіабатичного процесу, або так називаним рівнянням Пуассона

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R_d}{C_p}}, \quad (2)$$

де R_d - питома газова постійна сухого повітря, C_p - питома теплоємність сухого повітря при постійному тиску

У атмосфері розширення повітря і зв'язане з ним падіння тиску і температури відбуваються найбільшою мірою при висхідному русі повітря. Такий підйом повітря може відбуватися різними способами: у вигляді висхідних струмів конвекції; над поверхнею фронту - при русі великих шарів повітряної маси нагору по пологістому клину іншої, більш холодної повітряної маси; при підйомі повітря по гірському схилу. Аналогічним способом стискання повітря, що супроводжується підвищенням тиску і температури, відбувається при опусканні, при низхідному русі повітря. Звідси важливий висновок: повітря, що піднімається, адіабатичне вихолоджується, а те, що опускається - адіабатичне нагрівається.

Неважко підрахувати, на скільки метрів повинне піднятися або опуститися повітря, щоб температура в ньому понизилася або підвищилася на один градус.

Відомо, що при адіабатичному підйомі сухого або ненасиченого повітря температура на кожні 100 м підйому падає майже на один градус, а при адіабатичному опусканні на 100 м температура зростає на це ж значення. Цей розмір називається сухоадіабатичним градієнтом.

1.14. Вологоадіабатичні зміни температури

З адіабатичним підйомом вологого ненасиченого повітря зв'язане така важлива зміна, як наближення його до стану насичення. Температура повітря при його підйомі

знижується, тому на якійсь висоті досягається насичення. Ця висота називається рівнем конденсації. При подальшому підйомі вологе насичене повітря проохолоджується інакше, ніж ненасичене. У ньому відбувається конденсація і виділяється в значних кількостях теплота паротворення, або теплота конденсації ($2,501 \times 10^6$ Дж/кг). Виділення цієї теплоти сповільнює зниження температури повітря при підйомі. Тому в насиченому повітрі, що піднімається, температура падає вже не сухоадіабатично, а по вологоадіабатичному закону. Вона падає тим повільніше, чим більше вологоутримання повітря в стані насичення (що у свою чергу залежить від температури і тиску). На кожні 100 м підйому насичене повітря при тиску 1000 гПа і температурі 0°C проохолоджується на $0,66^\circ\text{C}$, при температурі 20°C - на $0,44^\circ\text{C}$ і при температурі -20°C - на $0,88^\circ\text{C}$. При більш низькому тиску спад температури відповідно менше.

Спад температури в насиченому повітрі при підйомі його на одиницю висоти (100 м) називають вологоадіабатичним градієнтом. При дуже низьких температурах, що спостерігаються при підйомі у високі шари атмосфери, водяної пари в ньому залишається мало і виділення теплоти конденсації тому також мало. Спад температури при підйомі в такому повітрі наближається до під'йому в сухому повітрі. Інакше кажучи, вологоадіабатичний градієнт при низьких температурах наближається до сухоадіабатичного.

При опусканні насиченого повітря процес може відбуватися по-різному в залежності від того, чи містить повітря продукти конденсації (краплі і кристали) або вони вже цілком випали з повітря у вигляді опадів. Якщо в повітрі немає продуктів конденсації, то повітря, як тільки температура в ньому почне при опусканні зростати, відразу стане ненасиченим. Тому повітря, опускаючись, буде нагріватися сухоадіабатично, тобто на $1^\circ\text{C}/100$ м. Якщо ж у повітрі є краплі і кристали, то вони при опусканні і нагріванні повітря будуть поступово випаровуватися. При цьому частина тепла повітряної маси перейде в теплоту паротворення, і тому підвищення температури при опусканні сповільниться. У результаті повітря буде залишитися насиченим доти, поки всі продукти конденсації не перейдуть у газоподібний стан. А температура в ньому буде в цей час підвищуватися вологоадіабатично: не на $1^\circ\text{C}/100$ м, а на менше значення - саме на таке, на яке понизилася б температура у висхідному насиченому повітрі при тих же значеннях температури і тиску.

1.15. Псевдоадіабатичний процес

Уявимо собі, що вологе ненасичене повітря спершу піднімається. Його температура при цьому падає спочатку сухоадіабатично, потім, після того як було досягнуто рівня конденсації, вологоадіабатично. Припустимо також, що вся вода, що виділяється при конденсації, відразу ж випадає з повітря у виді опадів. Допустимо потім, що, досягнувши деякої висоти, повітря починає опускатися. Тому що продуктів конденсації в ньому немає, воно буде при цьому нагріватися сухоадіабатично. Легко розрахувати, що на колишній рівень повітря прийде з температурою більш високою, ніж та, що була в ньому спочатку. У розглянутій масі повітря відбувся необоротний процес. Хоча вона повернулася на колишній рівень, під колишній тиск, вона не повернулася у вихідний стан: її кінцева температура виявилася вище, чим початкова. Такий процес називається псевдоадіабатичним.

Контрольні запитання

1. Електропровідність атмосфери. Де вона буде вище? У верхніх шарах чи нижніх? Чому?

2. Які заряди (в цілому) мають атмосфера і поверхня Землі? Чи змінюються ці заряди з часом?
3. Які прилади для вимірювання тиску ви знаєте? Опишіть чим відрізняються принципи їх роботи.
4. Які одиниці вимірювання температури вам відомі? Як устанавлюється зв'язок між цими одиницями?
5. Як змінюється щільність повітря з висотою? Поясніть чому.
6. Що розуміють під сухоадіабатичними змінами температури повітря?
7. Яка різниця між сухоадіабатичними змінами температури і вологадіабатичними?
8. На яким елементах рельєфу частіше за все відбувається псевдоадіабатичний процес? Приведить схему і опишіть її.

Лекція 4 Складові атмосфери та сонячна радіація

Висотна структура атмосфери. Поняття Сонячна радіація. Поглинання і розсіювання сонячної енергії в атмосфері.

1.16 Тропосфера

Атмосфера складається з декількох концентричних шарів, що відрізняються один від іншого по температурних і інших умовах. Нижня частина атмосфери, до висоти 10-15 км, у якій зосереджено 4/5 усієї маси атмосферного повітря, зветься тропосферою. Для неї характерно спад температури з висотою в середньому на $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (в окремих випадках розподіл температури по вертикалі варіює в широких межах). У тропосфері міститься майже уся водяна пара атмосфери і виникають майже всі хмари. Сильно розвинена тут і турбулентність, особливо поблизу земної поверхні, а також у так називаних струменевих течіях у верхній частині тропосфери.

Висота, до якої простирається тропосфера, над кожним місцем Землі змінюється день у день. Крім того, навіть у середньому вона різна під різними широтами й у різні сезони року. У середньо річному тропосфера простирається над полюсами до висоти біля 9 км, над помірними широтами до 10-12 км і над екватором до 15-17 км. Середня річна температура повітря в земній поверхні біля 26°C на екваторі і біля $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$ на Північному полюсі. На верхній межі тропосфери над екватором середня температура біля $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$, над Північним полюсом зимою біля $-65\text{ }^{\circ}\text{C}$, а влітку біля $-45\text{ }^{\circ}\text{C}$. Тиск повітря на верхній межі тропосфери відповідно її висоті в 5-8 разів менше, ніж у земній поверхні. Отже, основна маса атмосферного повітря знаходиться саме в тропосфері

1.17 Стратосфера і мезосфера

1. Над тропосферою до висоти 50-55 км лежить стратосфера, характерна тим, що температура в ній у середньому зростає з висотою. Перехідний шар між тропосферою і стратосферою (товщиною 1-2 км) зветься носить назву тропопаузи. Ці температури характерні і для нижньої стратосфери. Таким чином, температура повітря в нижній стратосфері над екватором завжди дуже низька; притім улітку багато нижче, чим над полюсом.

Нижня стратосфера більш-менш ізотермічна. Але починаючи з висоти біля 25 км температура в стратосфері швидко зростає з висотою (рис. 1.2), досягаючи на висоті біля 50 км максимальних, притім позитивних



значень (від 1 до 5°C). Внаслідок зростання температури з висотою турбулентність у стратосфері мала.

Водяної пари в стратосфері мізерно мало. Однак на висотах 22-27 км спостерігаються іноді у високих широтах дуже тонкі, так називані перламутрові хмари. Вдень вони не значні, а вночі здаються світними, тому що висвітлюються сонцем, що знаходиться під обрієм. Ці хмари складаються із переохолоджених водяних крапель.

Стратосфера характеризується ще тим, що переважно в ній міститься атмосферний озон. З цього погляду вона може бути названа озоносферою. Зростання температури з висотою у стратосфері пояснюється саме поглинанням сонячної радіації озоном.

Над стратосферою лежить шар мезосфери, приблизно до 85-95 км. Тут температура з висотою падає до декількох десятків градусів нижче нуля. Внаслідок швидкого спаду температури з висотою в мезосфері сильно розвинута турбулентність. На висотах, близьких до верхньої межі мезосфери (82-85 км), спостерігаються ще особливого роду хмари, що також висвітлюються сонцем у нічні години, так звані сріблясті хмари. Вони вперше спостерігались в червні 1885 року. Скоріше за все, мабуть, вони складаються з крижаних кристалів, а ядрами конденсації (сублімації) для яких служать частки метеоритної речовини.

1.18 Термосфера

1. Верхня частина атмосфери, над мезосферою, характеризується дуже високими температурами і тому зветься термосферою. У ній розрізняються, однак, дві частини: іоносфера, що простирається від мезосфери до висот порядку тисячі кілометрів, і лежача над нею зовнішня частина - екзосфера, що переходить у земну корону.

Повітря в термосфері надзвичайно розріджене. Але і при такій малій щільності кожний кубічний сантиметр повітря на висоті 300 км ще містить біля одного мільярда (10^9) молекул або атомів, а на висоті 600 км - більше 10 мільйонів (10^7). Це на декілька порядків більше, ніж вміст газів у міжпланетному просторі.

Іоносфера, як говорить сама назва, характеризується дуже сильним ступенем іонізації повітря. Утримання іонів тут у багато разів більше, ніж у шарах, що нижче лежать, незважаючи на сильну загальну розрідженість повітря. Ці іони являють собою в основному заряджені атоми кисню, заряджені молекули окису азоту і вільні електрони.

Від ступеня іонізації залежить електропровідність атмосфери. Тому в іоносфері електропровідність повітря в загальному в 1012 разів більше, ніж у земної поверхні. Радіохвилі випробують в іоносфері поглинання, переломлення і відбиток. Хвилі довжиною більш 20 м узагалі не можуть пройти крізь іоносферу: вони відбиваються вже шарами з невеликою концентрацією іонів у нижній частині іоносфери (на висотах 70-80 км). Середні і короткі хвилі відбиваються іоносферними шарами, що лежать вище. Саме внаслідок відбитка від іоносфери можливий далекий зв'язок на коротких хвилях. Багатократний відбиток від іоносфери і земної поверхні дозволяє коротким хвилям зигзагоподібно поширюватися на великі відстані, огинаючи поверхню земної кулі. Тому що положення і концентрація іоносферних шарів безупинно змінюються, змінюються й умови поглинання, відбитки і поширення радіохвиль. Тому для надійного радіозв'язку необхідне безупинне вивчення стану іоносфери. Спостереження над поширенням радіохвиль саме є засобом для такого дослідження.

У іоносфері спостерігаються полярні сяйва і близьке до них по природі світіння нічного неба - постійна люмінесценція атмосферного повітря, а також різкі коливання магнітного поля - іоносферна магнітна буря. Колір полярного сяйва залежить від того, який газ піддається бомбардуванню корпускулярними частками. Так, наприклад, азот дає яскраво-червоний, синій і фіолетовий кольори, а кисень - зелений і рожевий.

Окремі частки можуть при цьому мати швидкості, достатні для того, щоб перебороти силу тяжіння. Для незаряджених часток критичною швидкістю буде 11 200 м/с. Такі особливо швидкі частки можуть, рухаючись по гіперболічних траєкторіях, вилітати з атмосфери у світовий простір, зникати, розсіюватися, дисипувати. Тому екзосферу називають ще сферою розсіювання. Розсіюванню піддаються переважно атоми водню, що є пануючим газом у найбільш високих шарах екзосфери.

2 РАДІАЦІЙНИЙ РЕЖИМ

2.1 Радіація

Електромагнітна радіація або просто радіація, або ж випромінювання, є одна з форм існування матерії, що відрізняється від речовини. Окремим її випадком є видиме світло, яке можна бачити. Крім того, до радіації відносяться також альфа (α)-, бета (β)-, гама (γ)-, ікс (X)-випромінювання, а також ультрафіолетові (УФ), інфрачервоні (ІЧ) промені та радіохвилі, які не сприймаються людським оком.

Із фізики відомо, що всі тіла, що мають температуру, відмінну від абсолютного нуля, випромінюють власну радіацію. У метеорології найчастіше доводиться мати справу з такою тепловою радіацією, що визначається температурою тіла та його здатністю до випромінювання. Наша планета отримує таку радіацію від Сонця. Земна поверхня й атмосфера в той же час самі випромінюють теплову радіацію, але вже в інших діапазонах хвиль.

У метеорології прийнято виділяти короткохвильову та довгохвильову радіацію. Короткохвильовою називають радіацію у діапазоні хвиль від 0,1 до 4 мкм. Вона включає, крім видимого світла, ще найближчу до нього по довжині хвиль ультрафіолетову та інфрачервону радіацію.

Сонячна радіація на 99 % являється короткохвильовою радіацією. До довгохвильової радіації відносять радіацію земної поверхні та атмосфери з довжиною хвиль від 4 до 120 мкм.

Променева радіація Сонця перетворюється в тепло частково вже в самій атмосфері, але головним чином - на земній поверхні. Вона йде тут на нагрівання верхніх шарів ґрунту та води, а від них і повітря. Нагріта земна поверхня й нагріта атмосфера в свою чергу самі випромінюють невидиму інфрачервону радіацію. Віддаючи цю радіацію у космічний простір, земна поверхня й атмосфера охолоджуються.

Таким чином, можна сказати, що планета знаходиться у стані теплової рівноваги: прихід тепла урівноважується його втратами. Але так як Земля (разом з атмосферою) отримує тепло, поглинаючи сонячну радіацію, і втрачає тепло шляхом власного випромінювання, то можна зробити висновок, що вона знаходиться і в стані променевої рівноваги: притік радіації в ній урівноважується віддачею радіації у світовий простір.

Видиме світло займає вузький інтервал довжин хвиль, всього від 0,39 до 0,76 мкм. Однак у цьому інтервалі знаходиться майже половина всієї сонячної променевої енергії (47 %). Майже стільки ж припадає на інфрачервоні промені (44 %), а решта 9 % - на ультрафіолетові.

Максимум променевої енергії в сонячному спектрі припадає на хвилі з довжинами близько 0,475 мкм, тобто на жовто-зелено-сині промені видимої частини спектру.

Радіацію, що приходить на земну поверхню безпосередньо від сонячного диску, називають прямою сонячною радіацією на відміну від радіації, розсіяної в атмосфері. Сонячна радіація поширюється від Сонця у всіх напрямках. Але відстань від Землі до Сонця така велика, що промені падають на земну поверхню у вигляді пучка майже паралельних променів.

Кількісною мірою сонячної радіації, що поступає на земну поверхню або на будь-який рівень атмосфери, служить енергетична освітленість, або потік радіації, тобто кількість променевої енергії, що падає на одиницю площі.

Легко зрозуміти, що одиниця площі, розташованої перпендикулярно до сонячних променів, отримує максимально можливу в даних умовах кількість радіації I . На одиницю горизонтальної площі припадає менша кількість променевої енергії

$I' = I \sin h$, де h - висота Сонця над горизонтом.

Очевидно, що $I' = I$ тільки тоді, коли Сонце стоїть в зеніті, в усіх інших випадках $I' < I$.

Потік прямої сонячної радіації Γ на горизонтальну поверхню часто називають інсоляцією.

Енергетична освітленість визначається в кіловатах на квадратний метр (кВт/м²). Для довідки: 1 кал = 4,19 Дж; 1 Вт = Дж/с;

Сонячна стала - це кількість сонячної радіації, що поступає на верхній межі атмосфери за одиницю часу на одиницю поверхні, перпендикулярної до сонячних променів. Точне значення сонячної сталої внаслідок тих великих труднощів, які виникають при її визначенні, не встановлено і до цього часу. Найбільш вірогідним значенням сонячної сталої вважається інтервал 1,322 - 1,428 кВт/м².

2.2. Поглинання і розсіювання сонячної радіації в атмосфері

В атмосфері поглинається порівняно невелика кількість сонячної радіації, при цьому головним чином в інфрачервоній частині спектра. Це поглинання - вибіркове: різні гази поглинають радіацію в різних ділянках спектра й у різному ступені.

Основним поглиначем радіації в атмосфері є водяна пара, зосереджена у тропосфері й особливо в нижній її частині. З загального потоку сонячної радіації водяна пара поглинає значну частку в інфрачервоній області спектра. Поглинають сонячну радіацію також хмари й атмосферні домішки, тобто тверді частки, завислі в атмосфері.

У цілому в атмосфері поглинається 15-20 % радіації, що приходить від Сонця до Землі. У кожному окремому місці поглинання змінюється з часом у залежності як від перемінного вмісту в повітрі поглинаючих субстанцій, головним чином водяної пари, хмар і пилу, так і від висоти сонця над обрієм, тобто від товщини шару повітря, що проходять промені на шляху крізь атмосферу.

Розсіювання сонячної радіації в атмосфері. Крім поглинання, пряма сонячна радіація на шляху крізь атмосферу послабляється ще шляхом розсіювання, причому послабляється більш значно. При цьому розсіювання радіації тим більше, чим більше містить повітря аерозольних домішок.

Розсіюванням називається часткове перетворення радіації, що має визначений напрямок поширення (а такий саме і є пряма сонячна радіація, що поширюється у вигляді рівнобіжних променів), у радіацію, що йде в усіх напрямках. В рівняннях позначається як $-i$. Розсіювання відбувається в оптично неоднорідному середовищі, тобто в середовищі, де показник переломлення змінюється від точки до точки. Таким оптично неоднорідним середовищем є атмосферне повітря, що містить дрібні частки рідких і твердих домішок - краплі, кристали, ядра конденсації, порошини. Але оптично неоднорідним середовищем є і чисте, вільне від домішок повітря, тому що в ньому внаслідок теплового руху молекул постійно виникають згущення і розрідження, коливання щільності. Таким чином, зустрічаючись з молекулами і домішками в атмосфері, сонячні промені втрачають прямолінійний напрямок поширення, розсіюються. Радіація поширюється від часток, що розсіюють, таким чином, якби вони самі були джерелами радіації.

Близько 25 % загального потоку сонячної радіації перетворюється в атмосфері в розсіяну радіацію. Правда, значна частка розсіяної радіації (2/3 її) також приходить до

земної поверхні. Але це буде вже особливий вид радіації, істотно відмінний від прямої радіації.

Явища, пов'язані з розсіюванням радіації. Блакитний колір неба - це колір самого повітря, обумовлений розсіюванням у ньому сонячних променів. Повітря прозоре в тонкому шарі, як прозора в тонкому шарі вода. Але в потужній товщі атмосфери повітря має блакитний колір, подібно тому як вода вже в порівняно малій товщі, у кілька метрів, має зеленуватий колір. Блакитний колір повітря можна бачити не тільки дивлячись на небесний звід, але і розглядаючи віддалені предмети, що здаються обкутаними блакитнуватим серпанком. З висотою, у міру зменшення щільності повітря, тобто кількості часток, що розсіюють, колір неба стає темніше і переходить у густо-синій, а в стратосфері - у чорно-фіолетовий.

Чим більше в повітрі домішок більш великих розмірів у порівнянні з молекулами повітря, тим більше частка довгохвильових променів у спектрі сонячної радіації і тим більш білуватим стає колір небесного зводу. Частками туману, хмар і великого пилу з діаметрами більше 1-2 мкм промені всіх довжин хвиль дифузно відбиваються однаково; тому віддалені предмети при тумані і пиловій імлі заволікаються вже не блакитною, а білою чи сірою завісою. Хмари, на які падає сонячне світло, теж здаються білими.

Розсіювання змінює колір прямого сонячного світла. Внаслідок розсіювання особливо знижується енергія найбільш короткохвильових сонячних променів видимої частини спектра - синіх і фіолетових; тому «уціліле» від розсіювання пряме сонячне світло стає жовтуватим. Сонячний диск здається тим жовтішим, чим він ближче до обрію, тобто чим довше шлях променів через атмосферу і чим більше розсіювання. В обрії сонце стає майже червоним, особливо коли в повітрі багато пилу і дрібних продуктів конденсації (крапель чи кристалів). Точно так само і сонячне світло, відбите хмарами, розсіюючись на шляху до земної поверхні, стає бідніше синіми променями. Тому, коли хмари близькі до обрію і шлях відбитих променів світла, що йдуть від них крізь атмосферу до спостерігача, великий, вони здобувають замість білого жовтувате забарвлення.

2.3. Відбиття сонячної радіації. Поглинена радіація. Альbedo Землі

Падаючи на земну поверхню, сумарна радіація в більшій своїй частині поглинається в верхньому тонкому шарі ґрунту чи води і переходить в тепло, а частково відбивається. Віддзеркалення сонячної радіації земною поверхнею залежить від характеру цієї поверхні. Відношення кількості відбитої радіації до загальної кількості радіації, що падає на дану поверхню, називається альbedo поверхні. Це відношення виражається у відсотках.

Отже, із загального потоку сумарної радіації $I \sin h + i$ відбивається від земної поверхні частина його $(I \sin h + i) A$, де A - альbedo поверхні, i – розсіяна радіація. Інша частина сумарної радіації $(I \sin h + i) (1 - A)$ поглинається земною поверхнею і йде на нагрівання верхніх шарів ґрунту і води. Цю частину називають поглиненою радіацією.

Альbedo поверхні ґрунту в загальному лежить в межах 10-30 %; у випадку вологого чорнозему воно знижується до 5 %, а у випадку сухого світлого піску може підвищуватися до 40 %. Зі зростанням вологості ґрунту альbedo знижується. Альbedo рослинного покриву - лісу, луків, поля - лежить в межах 10-25 %. Для снігу, що тільки-но випав, альbedo складає 80-90 %, для давно лежачого - біля 50 % і нижче. Альbedo рівної водної поверхні для прямої радіації змінюється від декількох відсотків при високому сонці до 70 % при низькому; воно залежить також від хвилювання. Для розсіяної радіації альbedo водних поверхонь складає 5-10 %.

Приведені цифри відносяться до віддзеркалення сонячної радіації не тільки видимої, але у всьому її спектрі. Крім того, фотометричними засобами вимірюють альbedo

тільки для видимої радіації, що, звичайно, може трохи відрізнятися від альбедо для всього потоку радіації.

Переважна частина радіації, відбитою земною поверхнею і верхньою поверхнею хмар, іде за межі атмосфери у світовий простір. Планетарне альбедо Землі оцінюється в 29-32 %. Основну частину його складає відбиття сонячної радіації хмарами.

2.4 Випромінювання земної поверхні

Верхні шари ґрунту і води, сніговий покрив і рослинність самі випромінюють довгохвильову радіацію; цю земну радіацію частіше називають власним випромінюванням земної поверхні.

Власне випромінювання можна розрахувати, знаючи абсолютну температуру земної поверхні. За законом Стефана - Больцмана випромінювання абсолютно чорної поверхні при абсолютній температурі T дорівнює

$E = \sigma T^4$, де постійна $\sigma = 5,7 \times 10^{-8} \text{ Вт}/(\text{м}^2 \times \text{К}^4)$. Ілюстрація закону представлена на графіку рис. 2.1.

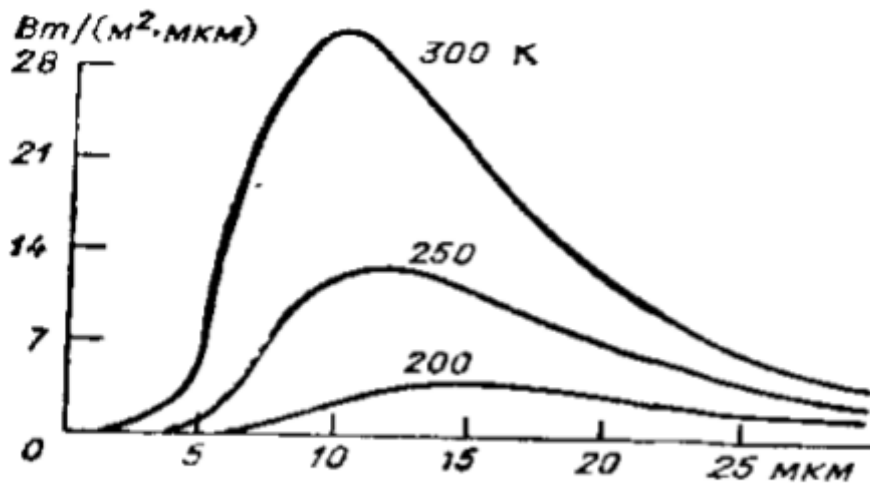


Рисунок 2.1 – Випромінювання абсолютно чорного тіла при температурах 200, 250 і 300 К.

Земна поверхня випромінює майже як абсолютно чорне тіло. Настільки велика віддача радіації земною поверхнею приводила б до швидкого її охолодження, якби цьому не перешкоджав зворотний процес - поглинання сонячної й атмосферної радіації земною поверхнею.

Абсолютні температури земної поверхні укладені між 190 і 350 К. При таких температурах радіація, що випромінюється, практично має довжини хвиль 4-120 мкм , а максимум її енергії приходить на 10-15 мкм . Отже, уся ця радіація інфрачервона і не сприймається оком.

2.5 Зустрічне випромінювання

Атмосфера нагрівається, поглинаючи як сонячну радіацію (хоча в порівняно невеликій частці, близько 15 % усього її кількості, що приходить до Землі), так і власне випромінювання земної поверхні. Крім того, вона одержує тепло від земної поверхні шляхом теплопровідності, а також при випарі і наступній конденсації водяної пари. Будучи нагрітою, атмосфера випромінює сама. Так само як і земна поверхня, вона випромінює невидиму інфрачервону радіацію приблизно у тім же діапазоні довжин хвиль.

Велика частина (70 %) атмосферної радіації приходить до земної поверхні, інша частина йде у світовий простір. Атмосферну радіацію, що повертається до земної поверхні, називають зустрічним випромінюванням (E_a), зустрічним тому, що воно спрямовано назустріч власному випромінюванню земної поверхні. Земна поверхня

поглинає це зустрічне випромінювання майже цілком (на 95-99 %). Таким чином, воно є для земної поверхні важливим джерелом тепла на додаток до вже поглиненої сонячної радіації.

Зустрічне випромінювання зростає зі збільшенням хмарності, оскільки хмари самі сильно випромінюють.

Вуглекислота сильно поглинає інфрачервону радіацію, але лише у вузькій області спектра, озон - слабкіше і також у вузькій області спектра. Правда, поглинання вуглекислотою й озоном приходить на хвилі, енергія яких у спектрі земного випромінювання близька до максимуму (7-15 мкм). Однак вміст цих поглиначів в атмосфері занадто малий, і водяна пара грає, таким чином, основну роль як у поглинанні земного випромінювання, так і в зустрічному випромінюванні.

2.6 Радіаційний баланс земної поверхні

Зустрічне випромінювання завжди трохи менше земного. Тому земна поверхня втрачає тепло за рахунок додатної різниці між власним і зустрічним випромінюванням. Цю різницю між власним випромінюванням земної поверхні і зустрічним випромінюванням атмосфери називають ефективним випромінюванням (E_e):

$E_e = E_s - E_a$. Різницю між поглиненою радіацією й ефективним випромінюванням $R = (I \sin h + i)(1 - A) - E_e$, називають радіаційним балансом земної поверхні (i – частина розсіяної радіації).

Радіаційний баланс переходить від нічних, від'ємних, значень до денних, додатних, після сходу сонця при висоті його 10-15°. Від додатних значень до від'ємних він переходить перед заходом сонця при тій ж його висоті над обрієм. Вдень радіаційний баланс росте зі збільшенням висоти сонця й убиває з її зменшенням. У нічні години, коли сумарна радіація відсутня, від'ємний радіаційний баланс дорівнює ефективному випромінюванню і тому змінюється протягом ночі мало, якщо тільки умови хмарності залишаються однаковими.

Парниковий ефект та його екологічне значення (самостійно).

Контрольні запитання

1. Приведіть рисунок складових атмосфери (по висоті), з указанням приблизних висот де проходять границі?
2. Як змінюється температура атмосфери по висоті? Наведіть рисунок і поясніть його.
3. Що розуміють під загальним визначенням «радіація» та «сонячна радіація»?
4. Чому і як здійснюється поглинання і розсіювання сонячної радіації?
5. Поясніть чому чисте небо має блакитний колір.
6. Поясніть чому вдень Сонце має жовтий колір а на заході червоний.
7. Що розуміють під визначенням «альbedo» і від чого воно залежить?
8. Чи випромінює тепло земна поверхня зимою? Поясніть чому?
9. Що розуміють під визначенням «зустрічне випромінювання»?
10. Наведіть радіаційний баланс Земної поверхні і поясніть його складові.

3 БАРИЧНЕ ПОЛЕ І ВІТЕР

Лекція 5 Баричні поля, системи і коливання тиску

Ізобари, ізогіпси та ізобаричні поверхні. Зображення циклону і антициклону на карті абсолютної топографії. Баричний градієнт. Баричні системи: циклони,

антициклони, улоговини, гребні, сідловини. Річні і добові коливання тиску. Вітер та засоби зображення його швидкості і напрямку. Лінії току вітру. Баричний закон вітру

3.1 Баричне поле і карти ізобар

Сучасне вимірювання тиску робиться за допомогою ртутного чашкового барометра, встановленого на метеорологічній станції, а також барометра-анероїда, барографа, гіпсотермометра. Нормальний атмосферний тиск дорівнює 1013 гПа. Тиск повітря з висотою зменшується, тому слід також враховувати висоту місцевості над рівнем моря. Різниця висот у межах міста незначна (50-60 м), тому значних змін середніх значень на території міста не спостерігається. Різниця середніх місячних значень тиску на метеорологічній станції та на рівні моря в середньому дорівнює 16-18 гПа.

Баричне поле - це розподіл атмосферного тиску над земною поверхнею. Лінії рівного тиску носять назву ізобар. На картах служби погоди вони проводяться через 5 гПа.

Умовна площина з однаковим тиском називається ізобаричною поверхнею. В середньому тиску в гПа відповідають наступні висоти: 1000 гПа - р. м., 700 - 3 км, 500 - 5 км, 300 - 9 км, 200 - 12 км, 100 - 16 км.

В атмосфері завжди існують області, у яких тиск вище чи нижче в порівнянні з навколишніми областями. Розташування областей увесь час міняється. В областях пониженого тиску - циклонах чи депресіях - тиск на кожному рівні найнижче в центрі області, а до периферії росте. Тиск, крім того, завжди знижується з висотою; тому ізобаричні поверхні в циклоні прогнуті у вигляді лійок, знижуючись від периферії до центру. Отже, на карті абсолютної топографії циклон буде окреслюватися ізогіпсами зі значеннями висоти, що зменшуються до центру (рис.3.1).

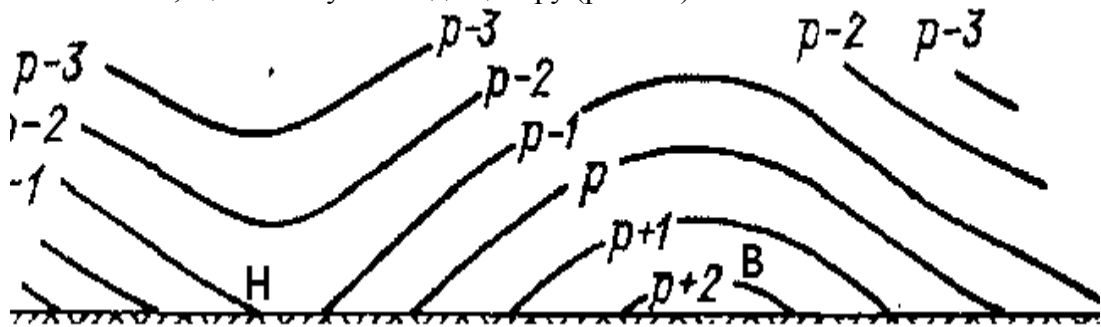


Рисунок 3.1 – Ізобаричні поверхні в циклоні (*H*) і в антициклоні (*B*) у вертикальному розрізі.

В області підвищеного тиску - антициклоні, навпроти, на кожному рівні буде найвищий тиск; тому ізобаричні поверхні в антициклоні будуть мати форму куполів. На карті абсолютної баричної топографії до центру антициклону значення изогіпс збільшуються (рис. 3.1 і 3.2).

На карту відносної баричної топографії наносять висоти визначеної ізобаричної поверхні, але відраховані не від рівня моря (як на картах абсолютної баричної топографії), а від ізобаричної поверхні, що лежить нижче. Наприклад, можна скласти карту висот поверхні 500 гПа над поверхнею 1000 гПа і т.д. Такі висоти називаються відносними, а проведені по них ізогіпси - відносними ізогіпсами. Відносна висота однієї ізобаричної поверхні над іншою залежить від середньої температури повітря між цими двома поверхнями (рис. 3.3). Але баричний ступінь, тобто відстань між двома рівнями з тиском, що розрізняється на одиницю, в сутності і є відносна висота однієї ізобаричної поверхні над іншою.

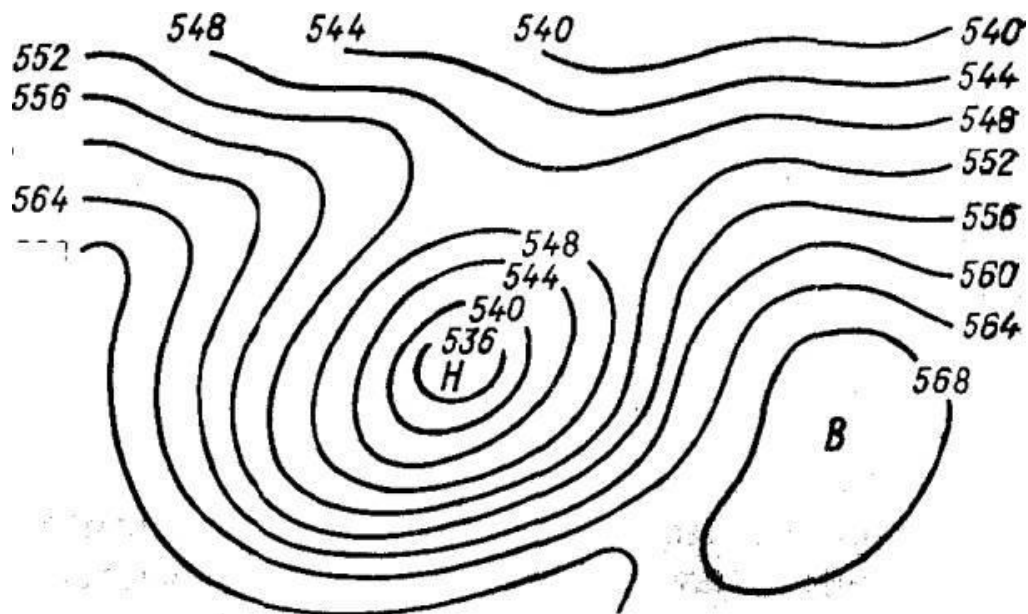


Рисунок 3.2 – Циклон (*H*) і антициклон (*B*) на карті абсолютної топографії ізобаричної поверхні 500 гПа. Цифри - висоти в геопотенційних декаметрах. У циклоні ізобарична поверхня лежить ближче до рівня моря, ніж в антициклоні.

Звідси випливає, що по розподілу на карті відносних висот можна судити про розподіл середніх температур у шарі повітря між двома ізобаричними поверхнями. Чим більше відносна висота, тим вище температура шару. Отже, карти відносної топографії показують розподіл температури в атмосфері (рис. 3.4). Іноді говорять, що карти абсолютної і відносної топографії разом представляють термобаричне поле атмосфери. В області тепла вони розсунуті, в області холоду - зближені.

У службі погоди карти абсолютної топографії звичайно складаються для ізобаричних поверхонь 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50, 25 гПа, а карти відносної топографії - для поверхні 500 над 1000 гПа. Складають карти баричної топографії і по осередненим даним за проміжки часу від декількох днів до місяця. Для кліматологічних цілей застосовуються карти баричної топографії, складені по багаторічним середнім даним.

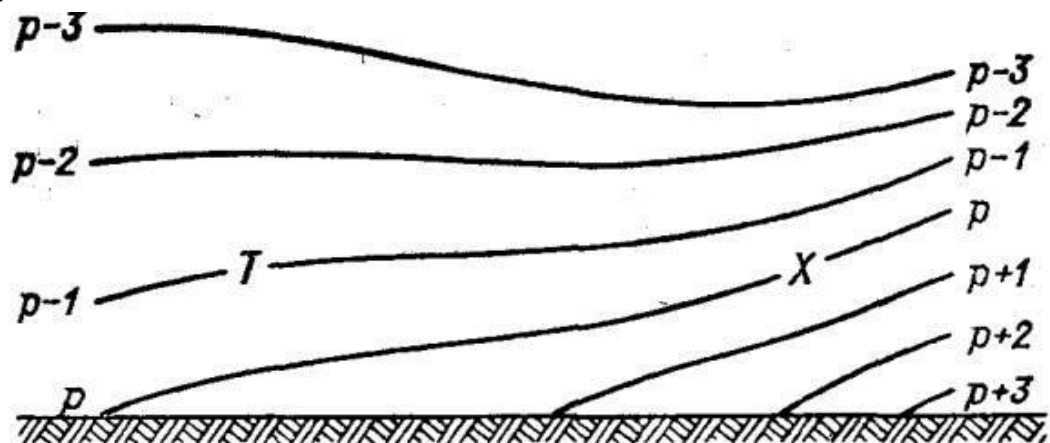


Рисунок 3.3 – Ізобаричні поверхні в областях тепла (*T*) і холоду (*X*) у вертикальному розрізі.

Абсолютна топографія будується відносно рівня моря, а відносна - відносно ізобаричної поверхні, що лежить нижче. На картах абсолютної топографії позначаються циклони та антициклони з усіма своїми різновидами.

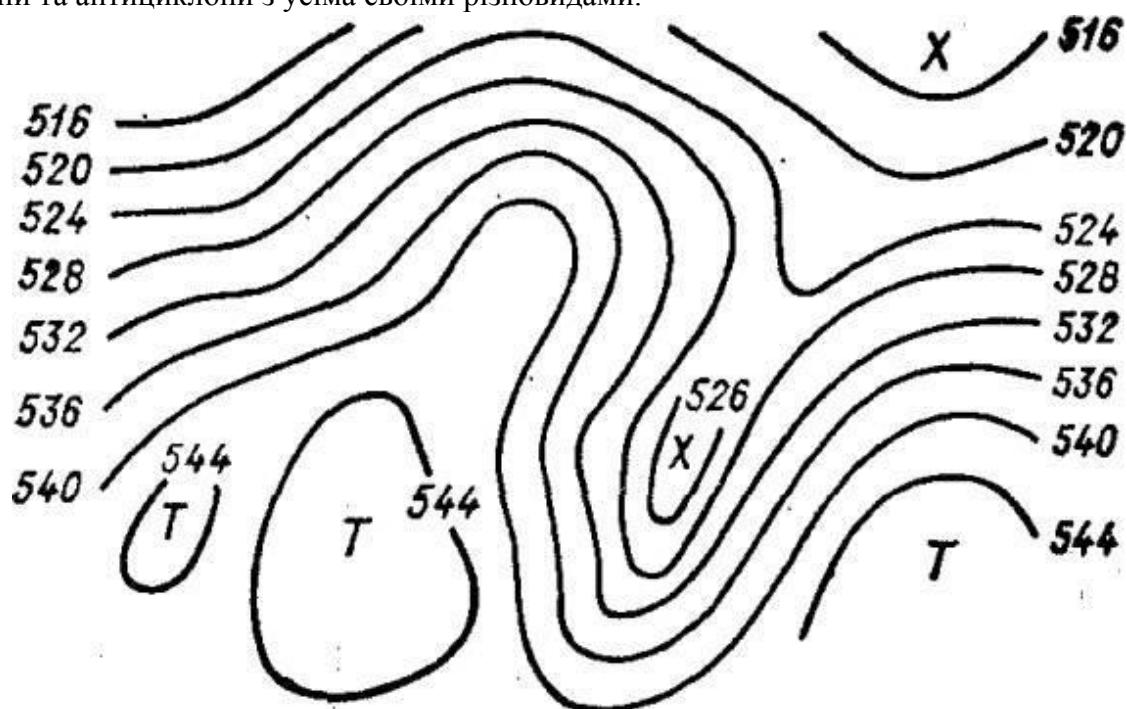


Рисунок 3.4 – Області тепла (*T*) і холоду (*X*) на карті відносної топографії ізобаричної поверхні 500 гПа над поверхнею 1000 гПа. В областях тепла товщина атмосферного шару між двома поверхнями збільшена, в областях холоду - зменшена.

У практиці служби погоди не застосовуються окремо карти ізобар. Складають комплексні синоптичні карти, на які, крім тиску на рівні моря, наносять і інші метеорологічні величини за наземними спостереженнями. На цих картах і проводять ізобари.

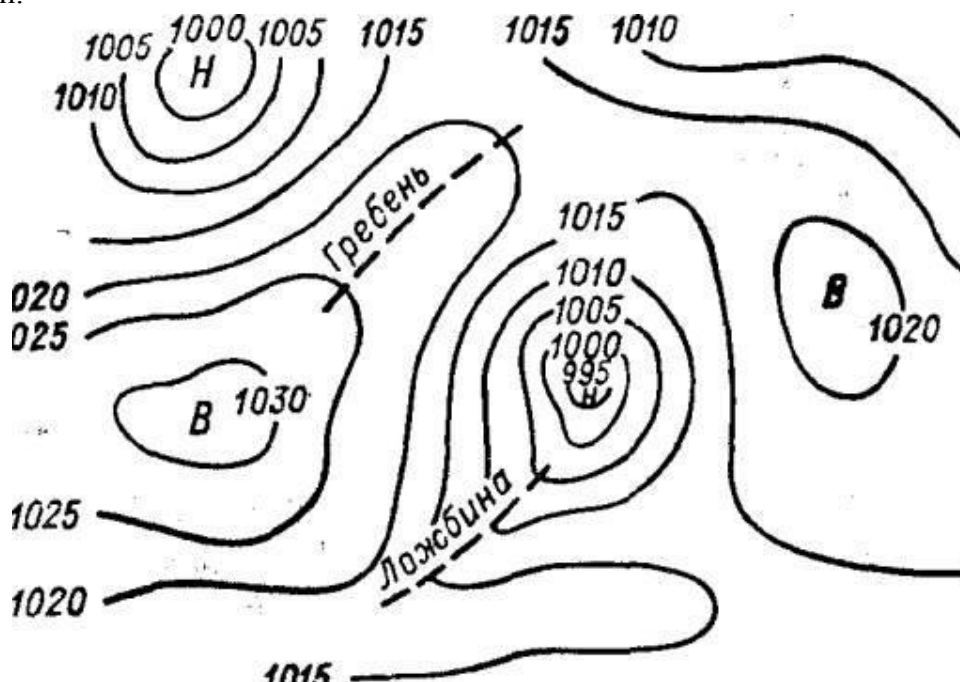


Рисунок 3.5 – Ізобари на рівні моря в гектопаскалях у циклоні (H) і антициклоні (B).

У кліматології застосовуються карти ізобар для рівня моря, складені по багаторічним середнім даним. Розглядаючи ізобари на синоптичній карті, можна помітити, що в одних місцях ізобари проходять густіше, в інші - рідше. Очевидно, що в перших місцях атмосферний тиск міняється в горизонтальному напрямку сильніше, у других - слабкіше. Говорять ще: «швидше» і «повільніше», але не слід змішувати зміни в просторі, про які мова йде, зі змінами в часі.

Точно виразити, як міняється атмосферний тиск у горизонтальному напрямку, можна за допомогою горизонтального баричного градієнта, чи горизонтального градієнта тиску. При цьому відстань береться по тому напрямку, в якому тиск убуває усього сильніше, а таким напрямком у кожній точці є напрямок по нормалі до ізобари в даній точці.

Горизонтальний градієнт тиску, або баричний градієнт, - це зміна тиску на одиницю відстані. Або: вектор, напрямок якого співпадає з напрямком нормалі до ізобари в сторону найменшого тиску.

Як усякий вектор, горизонтальний баричний градієнт можна графічно представити стрілкою, у даному випадку стрілкою, спрямованою по нормалі до ізобари у бік убавання тиску. Довжина стрілки повинна бути пропорційна числовому значенню градієнта (рис. 3.6).

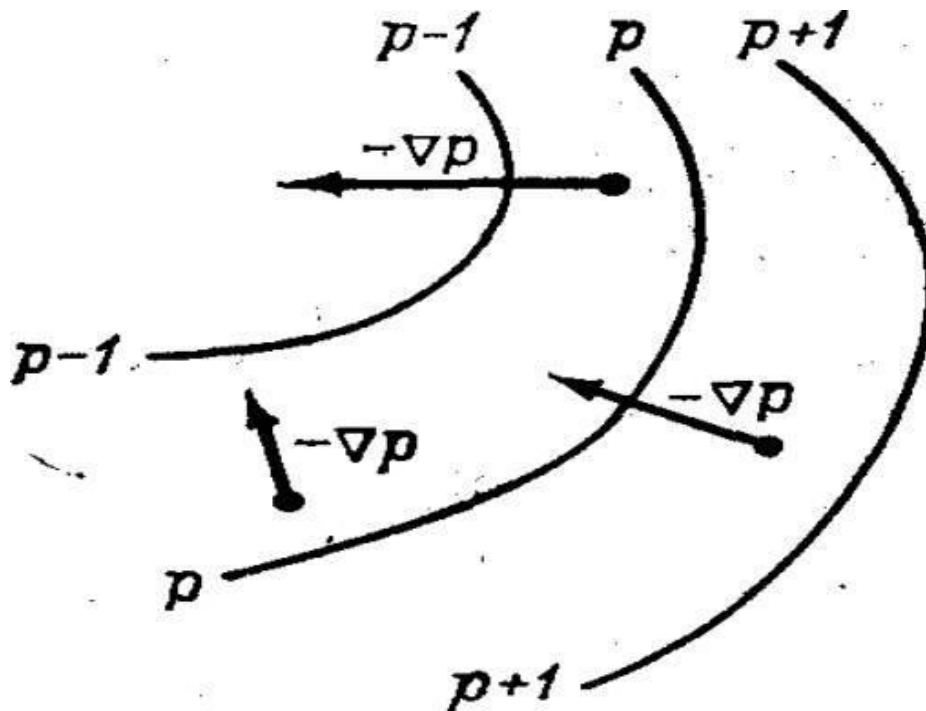


Рисунок 3.6 – Ізобари і горизонтальний баричний градієнт (стрілки) у трьох точках баричного поля.

У різних точках баричного поля напрямок і модуль баричного градієнта будуть, звичайно, різними. Там, де ізобари згущені, зміна тиску на одиницю відстані по нормалі до ізобари більше; там, де ізобари розсунуті, воно менше. Інакше кажучи, модуль горизонтального баричного градієнта зворотно пропорційний відстані між ізобарами.

Якщо в атмосфері є горизонтальний баричний градієнт, виходить, ізобаричні поверхні в даній ділянці атмосфери нахилені до поверхні рівня і, стало бути,

перетинаються з нею, утворити ізобари. Ізобаричні поверхні нахилені завжди в напрямку градієнта, тобто туди, куди тиск убуває.

На практиці вимірюють на синоптичних картах середній баричний градієнт для тієї чи іншої ділянки баричного поля. Тобто, вимірюють відстань між двома сусідніми ізобарами в даній ділянці по прямій, що досить близька до нормалей обох ізобар. Потім різниця тисків між ізобарами (звичайно 5 гПа) поділяють на цю відстань, виражену у великих одиницях - сотнях кілометрів чи градусах меридіана (111 км).

Замість градуса меридіана тепер частіше беруть 100 км. Визначити баричний градієнт у вільній атмосфері можна по відстані між ізогіпсами на картах баричної топографії. У дійсних умовах атмосфери в земної поверхні горизонтальні баричні градієнти мають порядок величини в декілька гектопаскалей (звичайно 1-3) на кожен градус меридіана.

3.2 Баричні системи

Баричне поле розчленовується на області, що носять назву баричних систем. Області зниженого і підвищеного тиску, на які постійно розчленовується баричне поле атмосфери, називають баричними системами (рис. 3.7). Баричні системи основних типів - циклон і антициклон - на приземних синоптичних картах обрисовуються замкнутими концентричними ізобарами неправильної, у загальному округлої чи овальної форми. Горизонтальні баричні градієнти в циклоні спрямовані від периферії до центру, а в антициклоні - від центру до периферії. Розміри циклонів і антициклонів дуже великі; їхні поперечники вимірюються тисячами кілометрів (у так званих тропічних циклонів - сотнями кілометрів).

Крім описаних баричних систем із замкнутими ізобарами, розрізняють ще баричні системи з незамкнутими ізобарами. До них відносяться улоговина і гребінь.

Улоговина - це смуга зниженого тиску між двома областями підвищеного тиску. Ізобари в ній або близькі до рівнобіжних прямих, або мають вид латинської букви *V* (в останньому випадку улоговина є витягнутою периферійною частиною циклона). Ізобаричні поверхні в улоговині нагадують жолоби з ребром, оберненим униз. Центра в улоговині немає, але є вісь, тобто лінія, на якій тиск має мінімальне значення або (якщо ізобари мають вид букви *V*) на якій ізобари різко змінюють напрямок. На кожному рівні вісь збігається з ребром ізобаричного жолоба. Баричні градієнти в улоговині спрямовані від периферії до осі.

Гребінь являє собою смугу підвищеного тиску між двома областями зниженого тиску. Ізобари в гребені або нагадують рівнобіжні прямі, або мають форму латинської букви *U*. В останньому випадку гребінь є периферійною частиною антициклона. Ізобаричні поверхні в гребені мають вид жолобів, звернених опуклістю нагору. Гребінь має вісь, на якій тиск максимальний і на якому ізобари порівняно різко змінюють напрямок. Баричні градієнти в гребені спрямовані від осі до периферії.

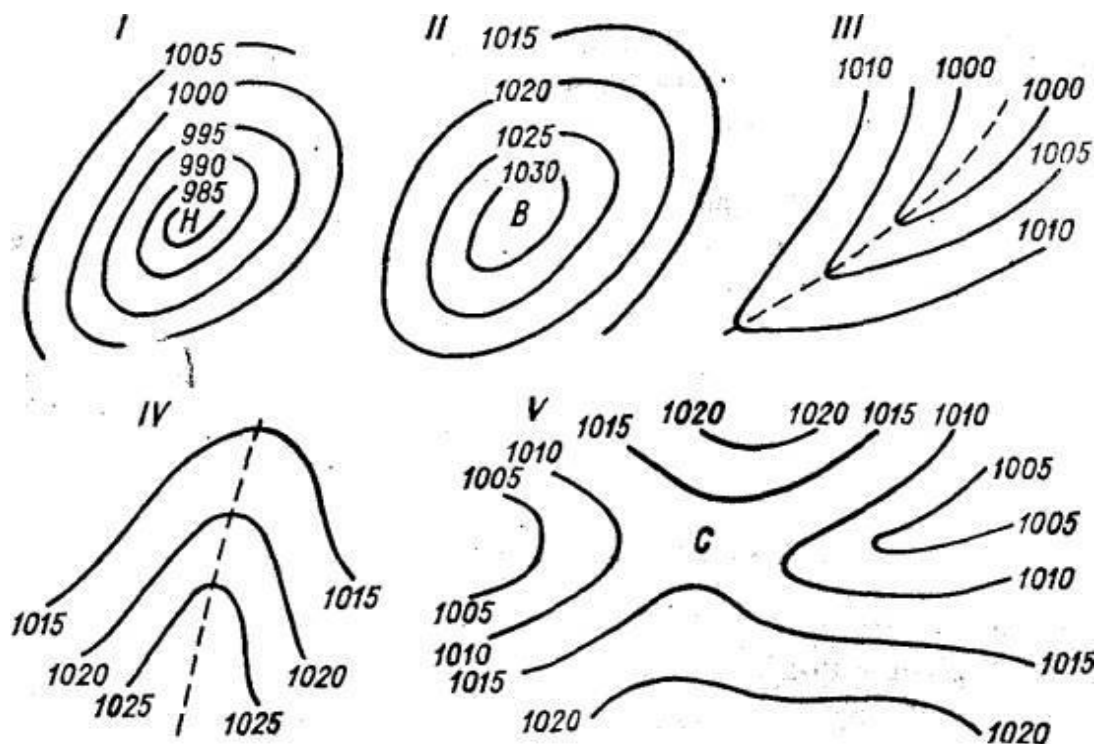


Рисунок 3.7 – Ізобари на рівні моря в різних типах баричних систем. *I* - циклон, *II* - антициклон, *III* - улоговина, *IV* - гребінь, *V* - сідловина.

Розрізняють ще сідловину - ділянку баричного поля між двома циклонами (чи улоговинами) і двома антициклонами (чи гребенями), розташованими хрест-навхрест. Ізобаричні поверхні в сідловині мають характерну форму сідла: вони піднімаються в напрямку до антициклонів і опускаються в напрямку до циклонів. Точка в центрі сідловини називається точкою сідловини.

3.3 Коливання тиску

Атмосферний тиск у кожній точці земної чи поверхні в будь-якій точці вільної атмосфери увесь час міняється, тобто або росте, або падає. Ці зміни тиску в основному неперіодичного характеру. У помірних і високих широтах вони значно сильніше, ніж у тропічних (зате в тропічних широтах яскравіше виражений добовий хід тиску). Іноді за одну добу тиск у даному пункті міняється на 20-30 гПа. Навіть за 3 год. тиск може змінитися на 5 гПа і більше. Запис ходу тиску на барограмі має вид хвилеподібної неправильної кривої: тиск протягом деякого часу (порядку годин чи десятків годин) то повільно, то швидко падає, потім росте, потім знову падає і т.д. Тому зміни тиску називають ще коливаннями тиску.

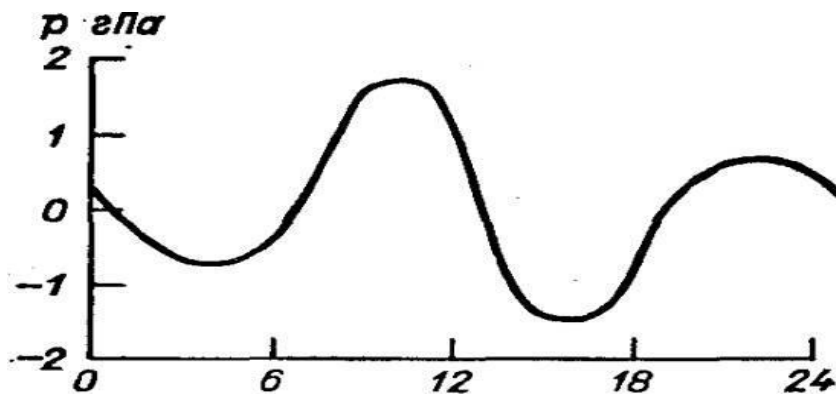


Рисунок 3.8 – Середній добовий хід атмосферного тиску в Індійському океані.

Добовий хід тиску добре виражений у тропіках, де його амплітуда, тобто різниця між найбільшим і найменшим значеннями протягом доби, може досягати 3-4 гПа. Від тропіків до полюсів амплітуда добових коливань убуває. Під 60-й паралеллю вона вимірюється тільки десятими частками гектопаскаля, і добові коливання тут перекриваються і маскуються незрівнянно більш значними неперіодичними коливаннями. Таким чином, добовий хід тиску в позатропічних широтах не має ніякого значення і навіть не може бути виявлений безпосереднім спостереженням; його можна встановити тільки шляхом статистичної обробки спостережень.

Причинами добового ходу тиску є: добовий хід температури повітря; власні пружні коливання атмосфери, порушені добовими коливаннями температури; приливні хвилі в атмосфері, посилені резонансом з її власними коливаннями. Річний хід тиску обумовлюється сильним охолодженням земної поверхні та нижнього шару тропосфери взимку і нагріванням влітку. Найбільші значення тиску припадають на холодний період року з максимумом (1004,2 гПа) в листопаді, а найменше - на теплий з мінімумом (994,9 гПа) в липні. Таким чином, в середньому амплітуда дорівнює 9,3 гПа. В окремі роки середній місячний тиск може суттєво відрізнитись від середнього багаторічного. Взимку тиск змінюється в більш широких межах, ніж влітку. В зимові місяці амплітуда коливань (18,7 - 20,3 гПа) в два рази більше, ніж в літні (7,8 - 10,2 гПа).

3.4 Вітер, його швидкість та напрямок

Вітер - це горизонтальний рух повітря відносно земної поверхні, обумовлений порушенням рівноваги атмосфери. Він є однією з метеорологічних величин, що визначають значний вплив на життя і діяльність людини. Добре відома позитивна роль вітру, що очищає атмосферу міст від пилу, промислових забруднень, пом'якшує літню спеку. Вітер є також одним з джерел енергетичних ресурсів. Але нерідко він завдає значної шкоди різним галузям народного господарства. Сильний вітер (буревій) видуває посіви, руйнує будівлі, пошкоджує лінії зв'язку та електропередач, зриває верхній родючий шар ґрунту і виносить його на великі відстані.

Вітер характеризується напрямком і швидкістю, які визначаються особливістю баричного рельєфу і значенням баричного градієнту. На режим вітру впливають також фізико-географічні умови району.

Швидкість вітру виражається в метрах за секунду, кілометрах за годину (особливо при обслуговуванні авіації) і у вузлах (морських милях за годину). Щоб перевести швидкість з метрів за секунду у вузли, досить помножити число метрів у секунду на 2.

Силу вітру визначають по дванадцятибальній шкалі Бофорта. Вона названа на честь англійського адмірала Ф. Бофорта, який визначав швидкість вітру візуально по його дії на навколишні предмети або по хвилюванню моря. У 1963 р. Всесвітня метеорологічна

організація уточнила цю шкалу, додавши до неї еквівалентні значення швидкості вітру для кожної градації в балах, де 1 бал приблизно дорівнює 2 м/с. Тепер цією таблицею користуються в усіх країнах світу. Особливо вона корисна при відсутності або неможливості виконати інструментальні спостереження.

Розрізняють згладжену швидкість вітру за деякий невеликий проміжок часу, протягом якого робляться спостереження, і миттєву швидкість вітру, що сильно коливається і часом може бути значно чи нижче вище згладженої швидкості. Анемометри звичайно дають значення згладженої швидкості вітру, і надалі мова буде йти про неї.

У земної поверхні найчастіше приходиться мати справу з вітрами, швидкості яких рідко перевищують 12-15 м/с. Але все-таки в штормах і ураганах помірних широт швидкості можуть перевищувати 30 м/с, а в окремих поривах досягати 60 м/с. У тропічних ураганах швидкості вітру доходять до 65 м/с, а окремі до 100 м/с. У дрібномасштабних вихрах (смерчі, тромби) можливі швидкості і більш 100 м/с. У так званих струминних плинах у верхній тропосфері і нижній стратосфері середня швидкість вітру на великій площі може доходити до 70-100 м/с.

Швидкість вітру в земної поверхні вимірюється анемометрами різної конструкції. Найчастіше вони засновані на тім, що тиск вітру приводить в обертання прийомну частину приладу (чашковий анемометр, млинковий анемометр і ін.) чи відхиляє її від положення рівноваги (дошка Вільда). По швидкості обертання чи по відхиленню можна визначити швидкість вітру. Є конструкції, засновані на манометричному принципі (трубка Піто). Прилади для виміру вітру на наземних станціях устанавлюються на висоті 10-12 м над землею поверхнею. Вимірюваний ними вітер називається вітром у земної поверхні.

Напрямок вітру визначається за допомогою флюгера, що обертається біля вертикальної осі. Під дією вітру флюгер приймає положення по напрямку вітру. Флюгер звичайно поєднується з дошкою Вільда.

Так само як і для швидкості, розрізняють миттєвий і згладжений напрямки вітру. Миттєві напрямки вітру значно коливаються біля деякого середніх (згладженого) напрямку, що визначається при спостереженнях по флюгеру. Однак і згладжений напрямок вітру в кожному даному місці Землі безупинно міняється, у різних місцях у той самий час він діє по-різному. В одних місцях вітри різних напрямків мають за тривалий час майже рівну повторюваність і добре виражену перевагу одних напрямків вітру над іншими протягом усього року чи сезону. Це залежить від умов загальної циркуляції атмосфери і почасти від місцевих топографічних умов.

При кліматологічній обробці спостережень за вітром можна для кожного даного пункту побудувати діаграму, що представляє собою розподіл повторюваності напрямків вітру по основних румбах, у виді так названої рози вітрів (рис. 3.9). Від початку полярних координат відкладаються напрямки по румбах обрію (8 чи 16) відрізками, довжини яких пропорційні повторюваності вітрів даного напрямку. Кінці відрізків можна з'єднати ламаною лінією. Повторюваність штилів указується числом у центрі діаграми (на початку координат). При побудові рози вітрів можна врахувати ще і середню швидкість вітру по кожному напрямку, помноживши на неї повторюваність даного напрямку. Тоді графік покаже в умовних одиницях кількість повітря, що переноситься вітром кожного напрямку.

Для представлення на кліматичних картах напрямки вітру узагальнюють різними способами. Можна нанести на карту в різних місцях рози вітрів. Можна визначити рівнодіючу усіх швидкостей вітру (розглянутих як вектори) у даному місці за той чи інший календарний місяць протягом багаторічного періоду і потім узяти напрямок цієї рівнодіючої як середній напрямок вітру. Але частіше визначається переважаючий напрямок вітру. Для цього визначається квадрант із найбільшою повторюваністю. Середня лінія квадранта приймається за переважний напрямок.

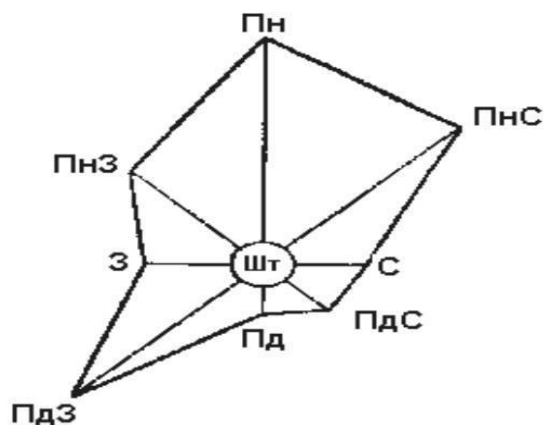


Рисунок 3.9 – Роза вітрів.

Вітер, як усякий вектор, можна зобразити стрілкою, причому довжина стрілки повинна характеризувати числове значення швидкості, а напрямок - той напрямок, куди вітер дме. Наприклад, у випадку північно-східного вітру стрілка повинна бути спрямована на південний захід.

3.5 Лінії току вітру

В одних місцях на карті лінії струму зближаються, сходяться, в інших - розходяться. Буває, що лінії струму сходяться в одній точці - точці збіжності, як би вливаючись в неї з різних сторін, чи, навпаки, вони розходяться в усіх напрямках від однієї точки - точки розбіжності. У деяких випадках лінії струмів вливаються в одну лінію - чи навпроти, лінії розходяться від однієї лінії - лінії розбіжності.

Якщо на поле з лінією збіжності накладається переносний рух, то може вийти, що лінії струму спрямовані до ліній збіжності тільки з одного боку, а з іншого виходять з цієї лінії, як показано на рис. 3.10. Таку лінію збіжності називають однобічною.

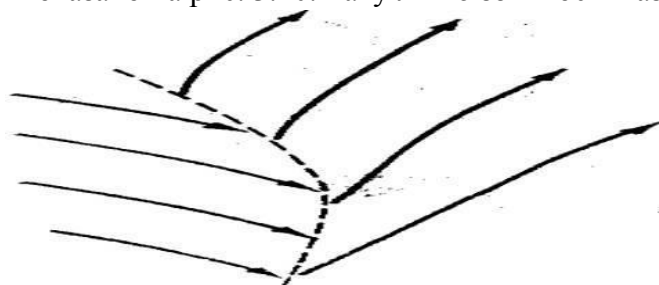


Рисунок 3.10 – Однобічна лінія збіжності.

Лінії току можна будувати і для середніх умов, наприклад по переважним напрямках вітру чи по рівнодіючим вітру за багаторічний період.

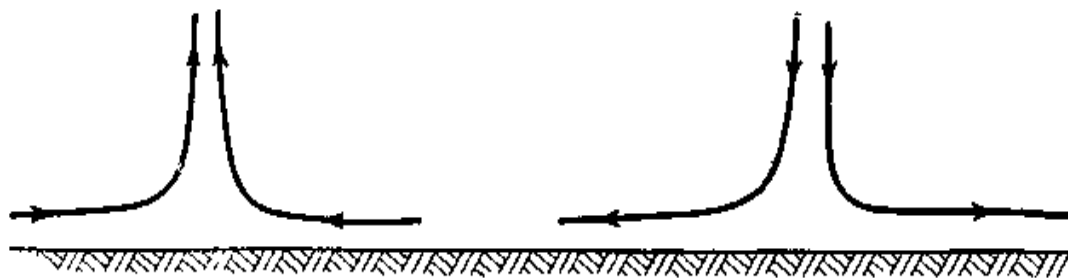


Рисунок 3.11 – Зв'язок збіжності (а) і розбіжності (б) з вертикальними рухами (вертикальний розріз).

Легко зрозуміти, що збіжність ліній струму повинна супроводжуватися висхідним рухом повітря, що стікається, а розбіжність, навпроти, що низхідним рухом повітря, що розтікається, (рис. 3.11). Частково лінії струму можуть сходитися чи розходитися унаслідок впливу тертя на повітря, що рухається. Крім того, збіжність чи розбіжність може бути пов'язана з топографією чи орографією поверхні, що підстилає. Якщо повітря тече по руслу, що звужується, наприклад між гірськими хребтами, лінії струму сходяться, якщо по руслу, що розширюється - розходяться.

При звичайних станційних спостереженнях за вітром визначають середній (згладжений) напрямок і середню його швидкість за проміжок часу порядку декількох хвилин. При спостереженнях по флюгеру Вільда спостерігач повинен протягом двох хвилин стежити за коливаннями флюгарки і дошки Вільда й у результаті визначити середній (згладжений) напрямок і середню (згладжену) швидкість за цей час. Чашковий анемометр дає можливість визначити середню швидкість вітру за будь-який кінцевий проміжок часу.

Однак, становить інтерес також і вивчення поривчастості вітру. Поривчастість можна характеризувати відношенням амплітуди коливань швидкості вітру за деякий проміжок часу до середньої швидкості за той ж час, при цьому береться або середня, або амплітуда, найчастіше зустрічається. Під амплітудою мається на увазі різниця між послідовними максимумом і мінімумом миттєвої швидкості. Є й інші характеристики мінливості, у тому числі до напрямку вітру.

Поривчастість тим більше, чим більше турбулентність. Отже, вона сильніше виражена над сушею, чим над морем; особливо велика в районах зі складним рельєфом місцевості; більше влітку, чим узимку; має післяполудневий максимум у добовому ході.

У вільній атмосфері турбулентність може призводити до бовтанки літаків. Бовтанка особливо велика в сильно розвинутих хмарах конвекції. Але вона різко зростає і при відсутності хмар у зонах так званих струменевих плинів.

Усяка перешкода, що стоїть на шляху вітру, збурює поле вітру. Такі перешкоди можуть бути великомасштабними, як гірські хребти, і дрібномасштабними, як будинки дерева, лісосмуги і т.д. Повітряний плин або обгинає перешкода з боків, або перевалює через нього зверху. Частіше відбувається горизонтальне обтікання. Перетікання відбувається тим легше, чим більш нестійка стратифікація повітря, тобто чим більше вертикальні градієнти температури в атмосфері. Перетікання повітря через перешкоди приводить до дуже важливих наслідків, таким, як збільшення хмар і опадів на навітряному схилі гори при висхідному русі повітря і, навпаки, розсіювання хмарності на підвітряному схилі при низхідному русі.

Обтікаючи перешкоду, вітер перед ним слабшає, але з бічних сторін підсилюється, особливо у виступів перешкод (кути будинків, миси берегової лінії й ін.). Лінії струму в таких місцях згущаються. За перешкодою швидкість вітру зменшується, там мається вітрова тінь.

Дуже істотне посилення вітру при попаданні його орографічне ложе, що звужується, наприклад, між двома гірськими хребтами. При просуванні повітряного потоку його поперечний переріз зменшується. Тому що крізь зменшуваний перетин повинно пройти стільки ж повітря, і швидкість. Цим пояснюються сильні вітри в деяких районах. Наприклад, північні вітри у Владивостоці сильніше, ніж у районах, розташованих північніше його. Тим же пояснюється і посилення вітру в протоках між високими островами і навіть на міських вулицях. Перед перешкодою і за нею іноді створюються так звані навітряні і підвітряні вихори.

3.6 Баричний закон вітру (закон Бейс-Балло)

Досвід підтверджує, що вітер у земної поверхні завжди (за винятком широт, близьких до екватора) відхиляється від баричного градієнта на деякий кут менше прямого в північній півкулі вправо, у південному вліво. Звідси випливає таке положення: якщо встати спиною до вітру, а обличчям туди, куди дує вітер, то найбільш низький тиск виявиться ліворуч і трохи перед, а найбільш високий тиск - праворуч і трохи позаду. Це положення було знайдено емпірично ще в першій половині XIX в. і має назву баричного закону вітру, чи закону Бейс-Балло. Точно так само дійсний вітер у вільній атмосфері завжди дме майже по ізобарах, залишаючи (у північній півкулі) низький тиск ліворуч, тобто відхиляючись від баричного градієнта вправо на кут, близький до прямого. Це положення можна вважати поширенням баричного закону вітру на вільну атмосферу.

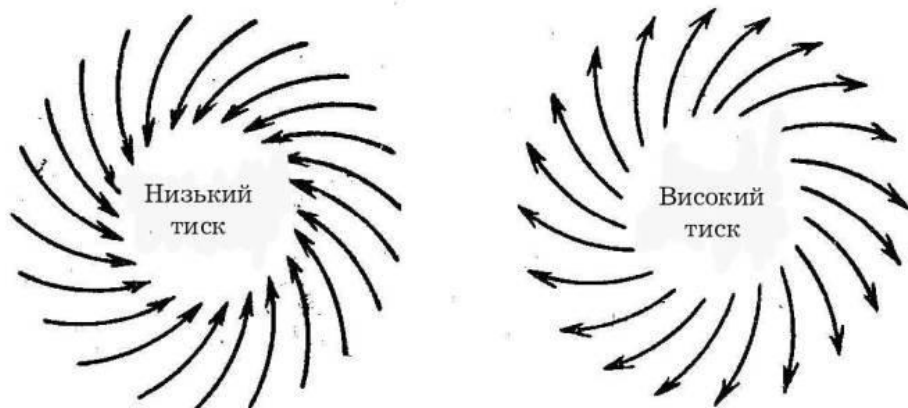


Рисунок 3.12 – Баричні системи: циклон та антициклон.

Контрольні запитання

1. Що називають ізобарами? Де і для чого їх зображають?
2. Яку форму мають ізобаричні поверхні у циклоні(антициклоні)?
3. Як зображуються ізобаричні поверхні в циклоні і в антициклоні у вертикальному розрізі.
4. У яких випадках на картах ізобар з'являються ложбини і гребні?
5. Куди спрямовано градієнт тиску у циклонах і антициклонах
6. Які види баричних систем вам відомі? Зобразить кожну.
7. Які причини річного коливання тиску? Поясніть докладно.
8. Які причини виникнення вітру?
9. Якими лініями току характеризується висхідний рух? Зобразить їх.
10. Які умови сприяють перетіканню вітру над перешкодою

4 АТМОСФЕРНА ЦИРКУЛЯЦІЯ

Лекція 6. Циклони і антициклони

Циклони, смерчі і урагани. Категорії ураганів. Причини виникнення тропічних циклонів. Попередження і захист від ураганів. Антициклони і їх характеристики.

4.1 Поняття про загальну циркуляцію

Загальною циркуляцією атмосфери називають систему крупномасштабних повітряних течій на Землі, тобто таких течій, які за своїми розмірами відповідають великим частинам материків та океанів. Від загальної циркуляції атмосфери відрізняють

місцеві циркуляції. Це бризи на узбережжях морів і океанів, гірсько-долинні вітри, льодовикові вітри та ін. Місцеві циркуляції часом і в окремих районах накладаються на течії загальної циркуляції.

В циркуляції атмосфери найважливіша роль належить циклонам та антициклонам, що впливають на погоду різних куточків нашої планети.

Циклон - це атмосферне збурення з пониженим тиском у центрі та вихровим рухом повітря. Розрізняють циклони нетропічні і тропічні. Останні мають особливі властивості і з'являються дуже рідко.

Під **ураганом** розуміють вітер великої руйнівної сили будь-якого походження, швидкість якого понад 30 метрів за секунду. Розрізняють урагани полярних і субполярних широт, що виникають під час зустрічі теплих і холодних повітряних мас, та тропічні.

Утворення циклонів. Повітряні маси дуже рухливі (рис.4.1, а). Вони переміщуються з різною швидкістю, і якщо в одному місці холодне повітря відтісняє тепле, то в іншому, навпаки, тепле повітря проникає на місце холодного (рис. 4.1, б). Межа дотику теплих і холодних повітряних мас – повітряний фронт – не буває рівною. Нерідко тепле повітря вдається в масу холодного повітря (рис. 4.1, в). Тоді холодне повітря, як більш щільне, виштовхує його (рис. 4.1, г). При цьому відбувається завихрювання повітряних течій і потужний висхідний рух теплового повітря. Коли тепле повітря відривається від поверхні землі і здіймається догори, в холодному повітрі вихороподібний рух зберігається ще деякий час (рис. 4.1, д).

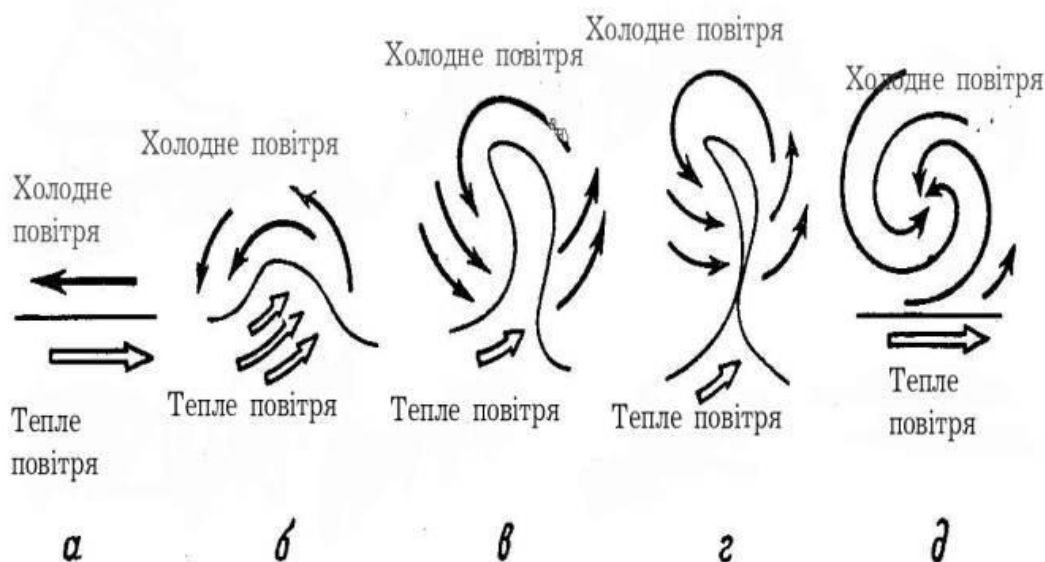


Рисунок 4.1 – Схема утворення і розвитку циклона.

У центрі вихору, де здіймається вгору тепле повітря, тиск падає. Така область приземного шару атмосфери з пониженим тиском у центрі називається *циклоном*.

У зв'язку з тим, що повітря тече від місць з високим тиском до місць з більш низьким тиском, то в циклоні виникають вітри з напрямком від околиць до центру. Вони дмуть проти стрілки годинника, тому що в північній півкулі внаслідок обертання Землі вітри відхиляються вправо, а в південній півкулі – навпаки.

Мінімальний атмосферний тиск у циклоні припадає на його центр; до периферії він зростає, тобто горизонтальні баричні градієнти прямують ззовні усередину. В достатньо розвішеному циклоні тиск у центрі на рівні моря може понижатись до 950-960 гПа, а в окремих випадках до 930-920 гПа. Замкнені ізобари неправильної, але загалом овальної форми обмежують область пониженого тиску (баричну депресію) поперечником від

декількох сотень км до 2-3 тисяч км В цій області повітря знаходиться у вихровому русі. В вільній атмосфері, вище прикордонного шару атмосфери (біля 1000 м) він рухається приблизно по ізобарам, відхиляючись від баричного градієнту на кут, близький до прямого, вправо в Північній півкулі і вліво в Південній (внаслідок впливу відхиляючої сили Коріоліса та відцентрової сили, що виникає при русі по криволінійним траєкторіям). В прикордонному шарі вітер внаслідок сили тертя більш-менш значно (в залежності від висоти) відхиляється від ізобар в бік баричного градієнту. У земної поверхні вітер створює з баричним градієнтом кут біля 60 градусів, тобто до обертального руху повітря приєднується течія повітря в середину циклона. Лінії струму при цьому мають вигляд спіралей, які сходяться до центру циклона. Швидкості вітру в циклоні більш сильні, ніж у суміжних областях атмосфери; іноді вони сягають більше 20 м/сек., (шторм) і навіть більше 30 м/сек., (ураган).

В зв'язку з висхідними складовими повітряного руху, особливо поблизу атмосферних фронтів, в циклоні переважає хмарна погода. Основна частина атмосферних опадів в нетропічних широтах випадає саме в циклонах. Внаслідок вихрового руху повітря в область циклона втягуються різні за температурою повітряні маси з різних широт Землі. З цим пов'язана температурна асиметрія циклона: в різних його секторах температури повітря різні. Це відноситься особливо до рухомих циклонів, що виникають на головних фронтах тропосфери (арктичних, антарктичних, полярних). Спостерігаються, однак, слабкі, ("розмиті") циклони над теплими частинами земної поверхні (пустелі, внутрішні моря) - так звані термічні депресії - малорухомі, з достатньо рівномірним розподілом температури.

З висотою ізобари поступово втрачають замкнену форму. Це відбувається по-різному, в залежності від стадії розвитку циклона та від розподілу температури в ньому. На початковій стадії розвитку рухомий (фронтальний) циклон охоплює лише нижню частину тропосфери. В стадії найбільшого розвитку циклон може розповсюджуватися по всій висоті тропосфери і навіть простягатися до нижньої стратосфери. Термічні депресії завжди обмежуються нижньою тропосферою.

Взагалі рухомі циклони переміщуються з Заходу на Схід. В кожному окремому випадку напрямок переміщення визначається напрямком загального переносу повітря в верхній тропосфері. Протилежні (зі Сходу на Захід) переміщення зустрічаються дуже рідко. Середні швидкості переміщення циклона, порядку 30-45 км/г, але зустрічаються циклони, що рухаються швидше (до 100 км/г), особливо на початкових стадіях розвитку, на заключній стадії можуть довго не змінювати положення. Пересування циклона через який-небудь район викликає різкі та значні місцеві (локальні) зміни не тільки атмосферного тиску й вітру, але також температури та вологості повітря, хмарності, опадів.

Як правило, рухомі циклони розвиваються на виниклих раніше головних фронтах тропосфери, як хвильові збурення по обидва боки фронту. Нестійкі фронтальні хвилі зростають і перетворюються на циклонічні вихори. Рухаючись вздовж фронту (як правило, витягнутого по широті), циклон, в свою чергу, деформує його, створюючи меридіональні складові вітру і тим самим сприяючи переносу теплого повітря в передній (східній) частині циклону до високих широт і холодного повітря в тилівій (західній) частині циклона - до низьких широт. В південній частині циклона в нижніх шарах створюється так званий теплий сектор, обмежений теплим та холодним фронтами (стадія молодого циклона). Далі, при стулюванні холодного й теплого фронтів (оклюзія циклона), тепле повітря відтискається холодним від земної поверхні до високих шарів, теплий сектор ліквідується, і в циклоні встановлюється більш рівномірний розподіл температури (стадія оклюдованого циклона). Запас енергії, здатної перетворитись на кінетичну, в циклоні вичерпується; циклон затухає або об'єднується з іншим.

Циклони поширюються на великі території і пересуваються головним чином із заходу на схід. Вони виникають над північною частиною Атлантичного океану та Середземним морем і звідти приходять на Україну. Влітку циклони нерідко утворюються і безпосередньо над Європою, де континентальне повітря помірних широт стикається з морськими масами помірною або тропічного повітря. Там, де проходять циклони, погода змінюється, що видно на плані і вертикальному розрізі циклону.

Тропічні урагани - циклони виникають тільки в низьких широтах біля екватора, між 5° і 20° північної і південної півкуль над поверхнею океану. Від нетропічних вони відрізняються своїм розміром (діаметр складає лише 200-500 км), чіткою концентрацією енергії в невеликому просторі, різкими перепадами тиску та високими швидкостями вітру. Розглянемо ці різниці детальніше: нетропічні циклони мають діаметр в 5-10 разів більше, ніж тропічні; перші характеризуються більш-менш невеликими перепадами тиску. В тропічних циклонах тиск нижче 950 гПа - звичайне явище. Існує також різниця у величині баричного градієнту. Для нетропічних циклонів типовим є баричний градієнт 1-3 гПа на 100 км, в той час, коли для тропічних циклонів баричний градієнт досягає 60 гПа на 100 км, а в центрі циклона він може дорівнювати 20 гПа на 20 км. При проходженні тропічного циклона тиск за 10-20 хвилин може змінитись приблизно на 40 гПа, звідси й різниця в швидкості вітру: для нетропічних циклонів нормальна швидкість вітру 5-10 м/сек., в тропічних же циклонах вона дорівнює 50-70 м/сек., при рекордній швидкості біля 100 м/сек.

Щороку над земною поверхнею утворюється в цілому 70-80 тропічних циклонів, але лише невелика їх частина досягає руйнуючої сили, а з них, в свою чергу, тільки незначна частина захоплює сушу.

Від тропічних циклонів найбільше потерпають в Атлантичному океані Малі і Великі Антильські острови, узбережжя Мексиканської затоки і південний схід США. В Тихому океані вони найчастіше бувають в районі Філіппінських і Японських островів, біля берегів В'єтнаму, Китаю, іноді, хоча і слабші, заходять і на російське Примор'я.

Що стосується тропічних циклонів Атлантичного океану та Карибського моря, то було встановлено, що вони утворюються тоді, коли поверхня моря нагрівається вище 26 градусів. Площина нагрітої морської поверхні повинна бути достатньо великою. Небезпека виникає тоді, коли нагрівання морської поверхні до 26,8 градусів здійснюється на площині, що перевищує 8,5 млн. кв. км. Тепле й вологе повітря утягується до циркуляції та забезпечує процес енергії.

Тропічний циклон - це, образно кажучи, велетенський тепловий насос, вхідний отвір якого захоплює сотні квадратних метрів просторів океану. Цей насос всмоктує вологе повітря з поверхні океану, яке піднімається над центром урагану на 10 -12 км заввишки.

Тропічний циклон має велику катастрофічну силу. Підраховано, що за 1 годину він виділяє енергію, яка дорівнює вибуху 36-ти водневих бомб, за тиждень - більше, ніж потужна Братська ГЕС може виробити за 9 тисяч років.

Від циклонів нерідко гинуть тисячі людей, країни зазнають величезних збитків. При цьому небезпечні не лише сам ураганний вітер, а й ті явища, що його супроводять. Так, найбільшої руйнації з великою кількістю жертв завдають ураганні хвилі. Іноді страхотливі зливи, породжуючи повені, змивають водою десятки міст і сотні людей.

Тропічні циклони зароджуються постійно. Здійснюється це поблизу екватора, частіше за все в районі між 5 та 10 градусами північної чи південної широти. На цій стадії ще відсутня цілковита колова циркуляція повітря, ока циклона ще не видно, швидкість вітру не перевищує 30 м/сек., а тиск не падає нижче 1000 гПа. Такий стан зберігається біля 12 годин, потім циклон переміщується і дозріває. Він дуже малий - 50-60 км в діаметрі, але його баричний градієнт підвищується, тиск падає нижче 1000 гПа. Потім настає стадія зрілості: захоплюються додаткові повітряні маси, обертальний рух охоплює зону, що має

ширину в декілька сотень км. З'являється око, чітко обмежене стіною. Тиск в області ока спадає нижче 950 гПа. Ця стадія триває 12-24 годин, виняток: біля тижня. Потім циклон втрачає симетрію, обертальний рух припиняється. Над суходолом циклон існує не довго, тому що для поповнення енергією йому необхідні океан і тепле та вологе повітря. Якщо циклон не знаходиться над сушею, він припиняє своє існування у високих широтах над океаном.

Океан та вологе повітря необхідні циклону як постачальники енергії. Пара здійснюється догори, тиск на висоті спадає, і вона конденсується. Ця конденсація і є головним джерелом енергії, що підтримує життя циклона.

Про проходження циклона над певною територією можна судити за допомогою приладів, реєструючи зміни тиску та швидкості вітру. Після проходження стіни, де вітри найсильніші, тиск різко спадає, а температура підвищується. Вітер може зовсім стихнути. Це становище зберігається недовго - око переміщується і насувається протилежна стіна. Чи довго триває циклон? Помітили, що, не знижуючи своєї сили, він може «господарювати» 3-4 дні, іноді - 5, або переходить у вищі широти і перетворюється у звичайний ураган.

Система жіночих імен створилася поступово, вона не була введена якимось офіціальним декретом. Першим її запропонував нібито письменник Дж. Стюарт в своєму романі "Шторм". Герой цього роману назвав циклон Марією, бо його кохана на ім'я Марія завдала йому стільки ж страждань, що й природна катастрофа. В період другої світової війни називати циклони жіночими іменами увійшло до звичаю у льотчиків, що літали над Тихим океаном: коротко, більш виразніше та цікавіше, ніж одні сухі цифри. Тільки в 1953 р. з'явилася спеціальна рекомендація з додатком списку жіночих імен на декілька років вперед. Наприклад, для 1954 р. рекомендували такий список (в алфавітному порядку, починаючи з літери "А"):

Японці користуються іншою системою: лише найсильнішому тайфунові дають ім'я, інші позначаються цифрами. Наприклад, тайфун 6912 означає, що мова йде про дванадцятий тайфун 1969 року.

Таблиця 4.1 – Категорії ураганів за шкалою Саффір-Симпсона

Категорія	Атмосферний тиск в оці, гПа	Швидкість вітру, м/с.	Завдана шкода
1	Понад 980	34-42	Незначна
2	965-979	43-48	Невелика
3	945-964	49-57	Значна
4	920-944	58-68	Дуже велика
5	Нижче 920	Понад 68	Колосальна

Смерч - це вихор, що виникає в грозовій хмарі у вигляді величезної лійки, яка під час руху неймовірно швидко обертається. При повному розвитку смерч досягає землі і, рухаючись по ній, робить жахливі спустошення. Цей природний вихор значно менший за розмірами, ніж ураган; його діаметр становить від кількох десятків до кількох сотень метрів. Одна, на відміну від урагану, смерч має значно більшу концентрацію енергії на одиниці площі.

Швидкість обертання смерчу надзвичайно велика. Вона іноді дорівнює швидкості звуку в повітрі і становить 300-330 м/с. І не дивно, що смерч підхоплює на своєму шляху різні предмети і бомбардує ними, немов грізною зброєю. Під час одного такого торнадо (так називають смерчі в Північній Америці) соснова палиця пробила залізний лист завтовшки близько 1 см.

17 серпня 1951 року в районі підмосковного села Голикове несподівано здійнявся сильний ураган. Він промчав усього близько 10 км, захопивши смугу від 200 до 1000 метрів і діяв кілька хвилин. Але й за короткий час завдав великого лиха. Ураган викорчував багато дерев, зруйнував будинки, вулиці завалив стовбурами і гіллям дерев та іншими уламками так, що не можна було не пройти, не проїхати.

Особливо часто смерчі (торнадо) бувають у США в центральних рівнинних штатах, за що цей район називають країною смерчів. Щороку тут виникає до 700 торнадо, і часто вони завдають шкоди.

Попередження та захист

За допомогою радіолокаторів вдається виявити циклон на відстані 280-320 км. Метеорологічні супутники дозволили удосконалити служби попередження; таким чином, на попередження та організацію захисту залишається достатньо часу.

Захист від циклонів може бути не тільки пасивним, але й активним. Перший дослід руйнування циклона був здійснений ще в 1947 р. Усі подібні зусилля зводяться до того, щоб будь-яким чином розсіяти енергію циклона. Відокремити його від океану, щоб останній не міг постачати циклону енергією або сприяти розподілу цієї енергії на більшому просторі. Увага спрямована на ті зони циклона, де спостерігається перепад в його характеристиках і де рівень енергії найбільш високий, тобто на кордон між оком та стіною циклона. Спочатку користувалися сухим льодом, який повинен був виконувати роль ядер кристалізації. В 1960 р. почали використовувати йодисте срібло, яке сприяє конденсації водяної пари. Спочатку вдалося зменшити швидкість вітру на 10 %, а в 1969 р. - навіть на 30 %.

Антициклон - це область в атмосфері, що характеризується підвищеним тиском повітря. На картах розподілу тиску антициклон має вигляд концентричних замкнених ізобар неправильної, приблизно овальної форми. Найвищий тиск - у центрі антициклону й зменшується до периферії. Тиск на рівні моря підвищується до 1025-1040 гПа, а іноді (наприклад, взимку в Азії) - до 1070 гПа.

Антициклони повсякденно розвиваються у тропосфері поряд з циклонами. Ті й інші є частинами загальної циркуляції атмосфери, створюючи міжширотний обмін повітря. На протязі року над кожною півкулею з'являється багато сотень антициклонів. Тривалість існування окремого антициклону - декілька діб, а іноді й тижнів. Як і циклони, антициклони переміщуються в напрямку загального переносу повітря в тропосфері, тобто з заходу на схід, відхиляючись при цьому до низьких широт. Середня швидкість переміщення антициклону - біля 30 км/г в Північній півкулі та біля 40 км/г в Південній, але нерідко приймає малорухливий стан. Вітер в антициклоні рухається, обгинаючи центр антициклону у Північній півкулі за стрілкою годинника, в Південній - проти стрілки годинника, створюючи тим самим гігантський вихор. Розмір антициклону в поперечнику порядку тисяч км.

Вище так званого шару тертя, тобто у середньому вище 1000 м, вітер в антициклоні дме майже по ізобарах, але у шарі тертя він значно відхиляється від ізобар назовні, у земної поверхні - на кут, ближчий до 30 градусів. Це розтікання повітря з області антициклону у нижньому шарі супроводжується втіканням його до антициклону до вищих шарів атмосфери і повільним опусканням - осіданням. При осіданні повітря адіабатично нагрівається і віддаляється від стану насичення. Тому температура тропосфери в антициклоні підвищена (тільки над самою поверхнею суходолу взимку вона може бути

дуже низькою), хмарність мала, опади, як правило, відсутні. Вітри у внутрішній частині антициклона слабкі, але посилюються до периферії.

По мірі розвитку антициклону і підвищення у ньому температури зростає й висота антициклона: замкнені ізобари виявляються на все більш вищих рівнях у тропосфері і навіть у нижчій стратосфері. Стратосфера в антициклоні починається на більшій висоті, ніж в циклоні, і температура більш низька.

Контрольні запитання

1. Як називають систему крупномасштабних повітряних течій на Землі?
2. Що розуміють під визначенням – циклон?
3. Наведіть причини і передумови виникнення тропічного циклону.
4. Які характерні параметри має смерч?
5. Скільки і які категорії мають урагани за шкалою Саффір-Симпсона?
6. Де швидкість вітру більше в центрі чи на периферії циклону? Чому?
7. В якому напрямку рухаються циклони? Чи є цей напрям обов'язковий?
8. Де і чому в циклоні з'являється “теплий сектор”?
9. З чим пов'язана традиція надавати циклонам жіночі імена?
10. Завдяки чому існують системи попередження о циклонах?
11. Які характерні параметри антициклонів?
12. На які висоти розповсюджується дія антициклонів?

Лекція 7 Атмосферні фронти

Визначення атмосферного фронту. Теплий та холодний типи фронтів. Утворення хмар у фронтах. Зміни погоди при проходженні фронтів.

4.2 Фронти в атмосфері

В атмосфері постійно створюються такі умови, коли дві повітряні маси з різними властивостями розташовуються одна поруч іншій і при цьому розділені вузькою перехідною зоною - фронтом. У зоні фронту, при переході від однієї повітряної маси до іншої, температура, вітри і вологість повітря більш-менш різко міняються.

Зона фронту завжди має якусь ширину в горизонтальному напрямку і якусь товщину по вертикалі. Однак і ширина, і товщина фронту дуже невеликі в порівнянні з розмірами поділюваних ним повітряних мас. Тому, ідеалізуючи дійсні умови, можна представляти фронт як поверхню розділу між повітряними масами. У перетинанні з земною поверхнею фронтальна поверхня може утворити лише лінію фронту, що також коротко називають фронтом. При такій ідеалізації можна розглядати фронт також і як поверхню розриву, розуміючи під цим, що температура і деякі інші метеорологічні елементи різко міняються в зоні фронту.

Дуже важлива та обставина, що фронтальні поверхні проходять в атмосфері похило. Якби обидві повітряні маси були нерухомими, поверхня фронту між ними проходила б горизонтально, паралельно горизонтальним ізобаричним поверхням; тепле повітря лежало б при цьому над холодним. Але, оскільки повітряні маси рухаються, поверхня фронту може існувати і зберігатися тільки за умови, що вона нахилена до поверхні рівня і стало бути, до рівня моря. При цьому кут нахилу залежить від швидкостей, прискорення і температур повітряних мас, а також від географічної широти і від прискорення сили тяжіння.

Теорія і досвід показують, що кути нахилу фронтальних поверхонь до земної поверхні дуже малі, порядку кутових мінут. Тангенс кута нахилу називають просто нахилом фронту. Він має порядок величини від 0,01 до 0,001. Таким чином, фронти проходять в атмосфері дуже пологісто. При віддаленні від лінії фронту на кілька сотень кілометрів фронтальна поверхня виявиться усього на висоті декількох кілометрів.

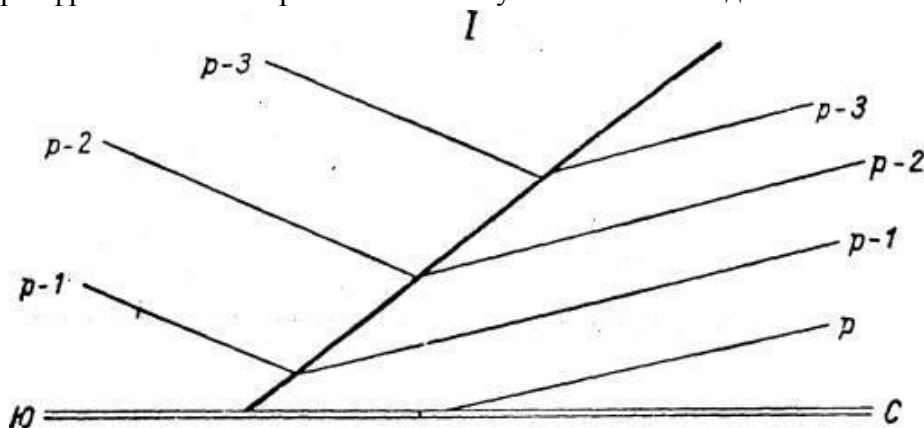


Рисунок 4.2 – Розподіл тиску поблизу фронтальної поверхні у вертикальному перерізі. Тонкі лінії — ізобаричні поверхні, жирна лінія — фронтальна поверхня.

По обидва боки від поверхні фронту тиск однаковий (рис. 4.2). Але при переході з однієї повітряної маси в іншу, з іншими температурами і швидкостями, ізобаричні поверхні змінюють свій напрямок, «ламаються». Це значить, що на поверхні фронту випробують розрив баричні градієнти. Якщо мати на увазі основне рівняння статки, з якого випливає, що баричний ступінь у теплом повітрі більше, ніж у холодному (і, стало бути, більше вертикальні відстані між ізобаричними поверхнями), то при геострофічному вітрі в обох повітряних масах можливі три основних типи розподілу тиску і вітри біля поверхні фронту.

Типи фронтів

У дійсних умовах фронти, як правило, не рівнобіжні повітряним плинам (течіям), тобто не співпадають по напрямку. Вітер по обидві сторони фронту має складові, нормальні до фронту; тому самі фронти не залишаються в незмінному положенні, а переміщуються.

Фронт може переміщатися або убік більш холодного повітря, або убік більш теплого повітря.

Якщо лінія фронту переміщається по земній поверхні убік більш холодного повітря, це значить, що клин холодного повітря відступає і місце, що звільняється їм, займає тепле повітря. Такий фронт називають *теплим фронтом*. Проходження теплого фронту через місце спостереження приводить до зміни холодної повітряної маси теплою повітряною масою, отже, до підвищення температури і до визначених змін інших метеорологічних елементів.

Якщо лінія фронту переміщається убік теплого повітря, це значить, що клин холодного повітря просувається вперед і тепле повітря перед ним відступає або витісняється нагору наступаючим холодним клином. Такий фронт називають *холодним фронтом*. Його проходження створює зміну теплої повітряної маси на холодну і, у зв'язку з цим, зниження температури і різкі зміни інших метеорологічних елементів.

У зонах фронтів (чи, як звичайно говорять, на фронтальних поверхнях) виникають вертикальні складові швидкості руху повітря. Найбільш важливий той особливо частий випадок, коли тепле повітря знаходиться в стані висхідного ковзання, тобто коли

одночасно з горизонтальним рухом він ще переміщається нагору над клином холодного повітря. Саме з цим зв'язаний розвиток над фронтальною поверхнею хмарної системи, з якої випадають опади.

У випадку теплого фронту висхідне ковзання охоплює могутні шари теплого повітря над усією фронтальною поверхнею і виникає велика система високо-шаруватих, шарувато-дошових хмар з облоговими опадами. У випадку холодного фронту висхідний рух теплого повітря обмежено більш вузькою зоною й особливо сильно перед холодним клином, де тепле повітря витісняється холодним. Хмари тут будуть значною мірою мають характер купчасто-дошових зі зливовими опадами і грозами.

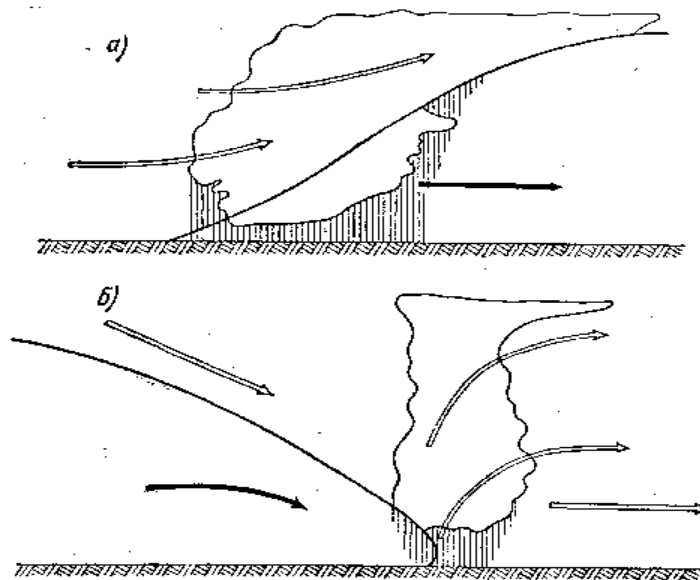


Рисунок 4.3 – Теплий (вгорі) і холодний (унизу) фронт у вертикальному розрізі.

4.3. Зміни погоди при проходженні фронту

В атмосфері безперервно йде боротьба теплих і холодних повітряних мас. То тепле повітря проникає далеко на північ, то холодне повітря проривається далеко на південь, то морське вологе повітря стикається з сухим континентальним.

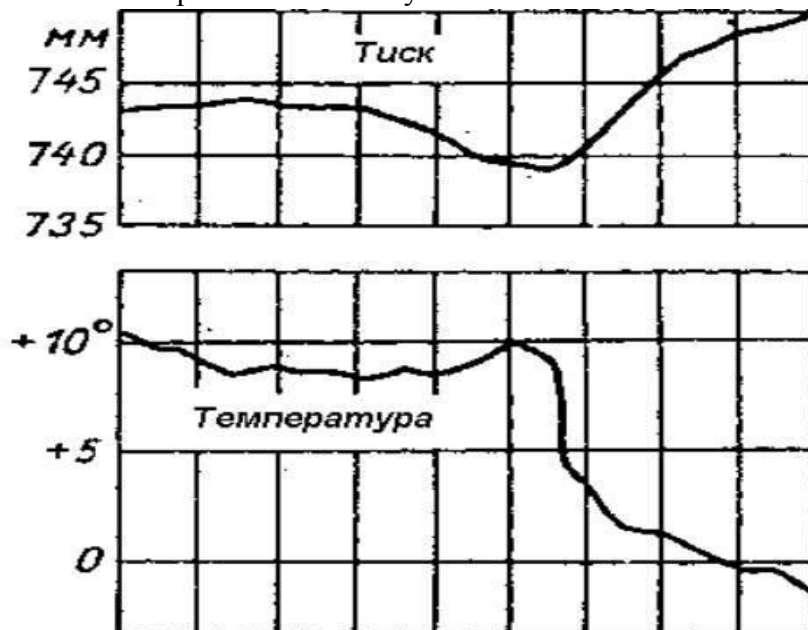


Рисунок 4.4 – Зміна метеорологічних елементів в одному з випадків проходження холодного фронту.

Холодне повітря має більшу щільність і тому важче теплого. Коли холодні і теплі повітряні маси стикаються, то тепле повітря, як більш легке, буде повільно здійматись над холодним. При підйомі тепле повітря буде охолоджуватись, водяна пара – конденсуватись і створювати суцільні шаруваті хмари. Чим вище здіймається тепле повітря, тим менше залишається в ньому вологи і хмари стають менш щільними. І коли повітря підніметься так високо, що температура його впаде нижче 0°C , виникають хмари, що складаються з кристаликів льоду. Ці хмари легкі і прозорі..

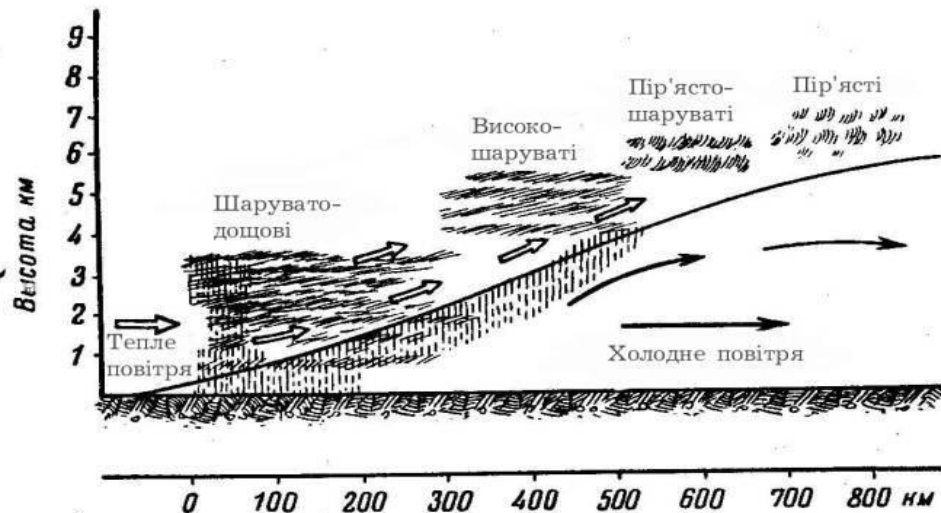


Рисунок 4.5 – Наступ теплого повітря на холодне з утворенням хмар.

Пір'ясті хмари, що швидко рухаються на тлі ясного неба – попередники зміни погоди. При наближенні теплого повітря поступово з'являються пір'ясто-шаруваті хмари. Це означає, що у верхніх шарах атмосфери вже йде тепле повітря, по мірі збільшення його маси хмари стають більш щільними, вони затягують сонце. Це вже шаруваті хмари. Вони спускаються все нижче і нижче, небо стає сірим, починаються опади – дощ або сніг. Вони йдуть до тих пір, поки тепле повітря не заповнить собою весь простір. Тоді опади закінчуються, хмари розсіюються і настає потепління як від повітря, так і від сонця. А що відбувається, коли холодна повітряна маса вривається в область теплої?

Більш важке холодне повітря з силою насувається на тепле. Воно більш щільніше і важче, діє енергійніше, тому вторгнення холодного повітря відбувається швидше, ніж теплого. Під натиском холодного повітря тепле повітря стрімко здіймається догори і швидко охолоджується. Створюються потужні купчасто-дощові хмари, з яких рясно випадають короточасні зливові дощі.

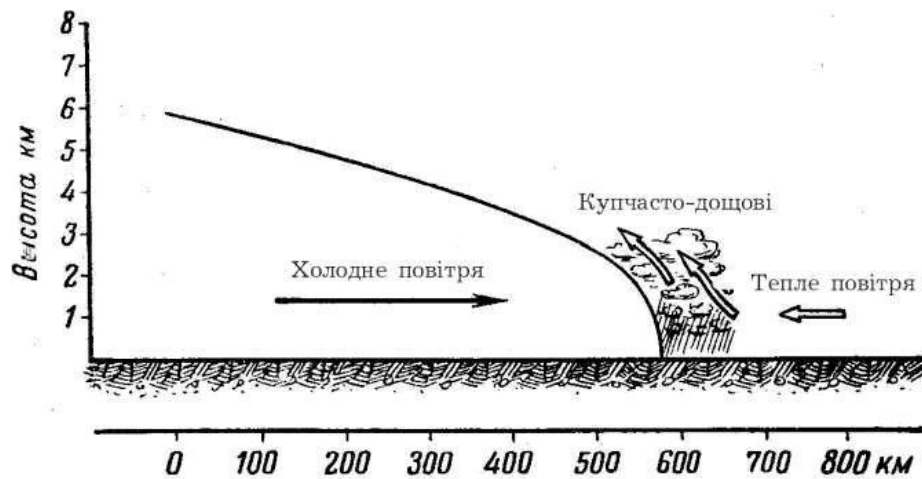


Рисунок 4.6 – Наступ холодного повітря на теплу повітряну масу.

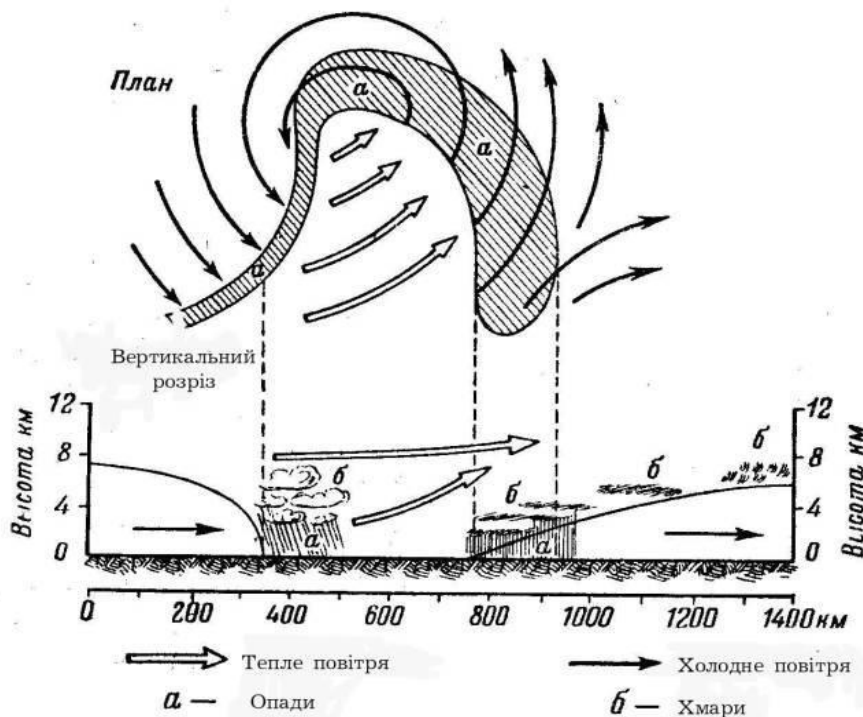


Рисунок 4.7 – Зони фронтів на плані і вертикальному розрізі циклону.

Контрольні запитання

1. Що називають атмосферним фронтом? Які розміри мають атмосферні фронти?
2. Що таке фронтальна поверхня і які кути нахилу вона утворює?
3. Як розподіляється тиск у фронтальній поверхні?
4. В якому випадку фронт називають теплим, холодним? Як вони зображуються на картах?
5. При якому фронті (теплому чи холодному) хмари будуть більш широкими?
6. Як змінюється температура і тиск при проходженні теплового фронту? Зобразить це графічно.
7. Як змінюється температура і тиск при проходженні холодного фронту? Зобразить це графічно.
8. Які зміни з хмарами відбуваються при проходженні фронту?

9. Які загальні зміни погоди відбуваються при проходженні фронтів?

5 ТЕРМІЧНИЙ РЕЖИМ

Лекція 8 Термічний режим атмосфери

Шляхи теплообміну в атмосфері. Термічний режим ґрунту.

5.1 Температура повітря

Розподіл температури повітря в атмосфері та його безперервні зміни називають тепловим режимом атмосфери. Він визначається перш за все теплообміном між атмосферним повітрям і навколишнім середовищем. Під навколишнім середовищем при цьому розуміють космічний простір, сусідні маси або шари повітря й особливо земну поверхню.

Теплообмін, як відомо, може здійснюватись:

- а) радіаційним шляхом, тобто при власному випромінюванні з повітря і при поглинанні повітрям радіації Сонця, земної поверхні та інших шарів атмосфери;
- б) шляхом теплопровідності - молекулярної між повітрям та землею поверхнею і турбулентної всередині самої атмосфери;
- в) передача тепла між землею поверхнею та повітрям може відбуватись в результаті випаровування з послідуною конденсацією водяної пари.

Повітря, що безпосередньо стикається з землею поверхнею, обмінюється з нею теплом внаслідок молекулярної теплопровідності. Але всередині атмосфери діє інша, більш ефективна передача тепла - шляхом турбулентної теплопровідності. Перемішування повітря в процесі турбулентності сприяє дуже швидкій передачі тепла з одних шарів атмосфери в інші. Турбулентна теплопровідність збільшує і передачу тепла від земної поверхні в повітря або навпаки.

Для високих шарів атмосфери теплообмін з землею поверхнею має значно менше значення. Вирішальна роль в тепловому режимі переходить там до випромінювання з повітря і до поглинання радіації Сонця та атмосферних шарів, що лежать вище та нижче досліджуваного шару. В високих шарах атмосфери зростає і значення адіабатичних змін температури при висхідних і низхідних рухах повітря.

Зміни температури, що фіксуються приладами (рис. 5.1) на нерухомій станції з певними географічними координатами і незмінною висотою над рівнем моря, і пов'язані з притоком нових повітряних мас з іншої точки земної кулі, називаються **адвективними**. Якщо в дану місцевість притікає повітря з більш високою температурою, кажуть про адвекцію тепла, а якщо з більш низькою, - про адвекцію холоду.

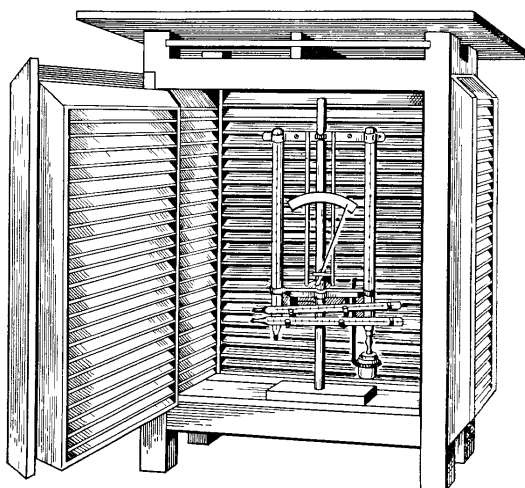


Рисунок 5.1 – Метеорологічна будка

5.2 Тепловий баланс земної поверхні

Нижні шари атмосфери нагріваються й охолоджуються більше всього шляхом радіаційного й нерадіаційного обміну теплом з верхніми шарами ґрунту й води. Тому зміни температури в нижніх шарах атмосфери перед усім визначаються змінами температури земної поверхні, слідуючи за цими змінами.

Земна поверхня, тобто поверхня ґрунту або води (а також і рослинного, снігового, крижаного покриву), безперервно різними способами отримує і втрачає тепло, Через земну поверхню тепло передається вгору - в атмосферу і вниз - в ґрунт чи воду.

Алгебраїчна сума всіх доходів і видатків тепла на поверхні землі повинна дорівнювати нулю. Це виражається рівнянням теплового балансу земної поверхні. Щоб його написати, треба спочатку об'єднати радіацію, що поглинулась, і ефективне випромінювання в радіаційний баланс:

$$R = (I \sin h + i) (1 - A) - Ee.$$

Прихід тепла з повітря або віддача його в повітря шляхом теплопровідності позначимо через P , а такий же прихід або видаток шляхом теплообміну з більш глибокими шарами ґрунту або води A . Втрати тепла при випаровуванні або прихід його при конденсації на земній поверхні позначимо як $C \cdot m$, де C - питома теплота випаровування, m - маса води, що випарувалась або сконденсувалась.

Тоді рівняння теплового балансу земної поверхні запишеться так:

$$R + P + A + C \cdot m = 0.$$

Суть цього рівняння в тому, що радіаційний баланс на земній поверхні урівноважується нерадіаційною передачею тепла.

Середня місячна температура повітря. Однією з важливих кліматичних характеристик, що визначають фізико-географічні особливості району, є середня місячна температура повітря. Річний хід температури повітря майже співпадає з річним ходом притоку сонячної радіації.

5.3 Температура ґрунту

При проектуванні та будівництві різноманітних підземних споруд, прокладанні підземних комунікацій, теплотехнічних розрахунках, а також при інших видах робіт часто використовують дані про температуру ґрунту.

Спостереження за температурою ґрунту ведуться круглий рік, влітку - на ділянці без рослинності зі спущеною поверхнею, а взимку - на поверхні снігу. В теплий період на

цій же ділянці за допомогою колінчастих термометрів Савинова визначають температуру на глибинах 5, 10, 15 та 20 см. На ділянці з природним трав'яним покривом проводяться спостереження за температурою ґрунту на різних глибинах.

Термічний режим ґрунту залежить від приходу сонячної радіації, адвекції повітряних мас, механічного складу та структури ґрунту, його вологості, характеру рослинності, рельєфу, наявності снігового покриву та багатьох інших чинників.

Температура поверхні ґрунту значно змінюється на близькій відстані. На її режим в значній мірі впливають місцеві особливості підстилаючої поверхні. У місті більша частина поверхні ґрунту вкрита асфальтом та каменем. Із такої поверхні практично не відбувається випаровування, тому майже все тепло поглинутої сонячної радіації витрачається на її нагрівання. Це призводить до того, що денні температури теплого періоду на поверхні сухого асфальту значно вищі температури ґрунту. В нічну частину доби асфальт і кам'яне покриття швидко охолоджується.

Температура ґрунту на різних глибинах відчуває значно менші коливання від місяця до місяця, ніж температура поверхні ґрунту. З жовтня по березень температура ґрунту до глибини 1 м ґрунту в річному ході слідує за температурою її поверхні. Чим глибше, тим значніше зміщується максимум і мінімум температури ґрунту в річному ході. Зменшення річної амплітуди температури ґрунту з глибиною особливо помітно в зимовий сезон, тому що сніговий покрив захищає землю від різких перепадів температури.

Таблиця 5.1– Залежність добової амплітуди температури ґрунту від глибини

Глибина	Добова амплітуда
0 см	30 °С
20 см	5 °С
40 см	$5/6^{\circ} \approx 1^{\circ} \text{C}$
60 см	$5/36^{\circ} \approx 0^{\circ} \text{C}$
80 см	0 °С
100 см	0 °С

Як видно з таблиці, починаючи з глибин 60 см і далі температура залишається без змін на протязі доби, тобто добова амплітуда дорівнює 0°С.

Річні амплітуди температури змінюються по такому ж закону. Річна нульова амплітуда знаходиться:

- у полярних широтах - на глибині 30 м,
- у помірних широтах - на глибині 15 - 20 м,
- у тропічних широтах - на глибині 10 м.

Контрольні запитання

1. Якими шляхами може здійснюватися теплообмін повітря?
2. Що називають адвекцією тепла? Коли вона проісходить в атмосфері?
3. Як називають температуру що фіксується в метеорологічній будці?
4. З яких компонентів складається радіаційний (R) баланс земної поверхні?
Напишіть і поясніть кожен складову.
5. З яких компонентів складається рівняння теплового балансу земної поверхні?
Напишіть і поясніть кожен складову.
6. Для яких цілей вимірюють температуру ґрунту?
7. Коли амплітуда коливання річної температури (в помірних широтах) менше?
8. На який глибині знаходиться нульова амплітуда річних коливань температури у вашій місцевості?

6 РЕЖИМ ЗВОЛОЖЕННЯ, ХМАРНОСТІ ТА АТМОСФЕРНІ ЯВИЩА

Лекція 9 Волога в атмосфері та атмосферні опади

Основні процеси перетворення вологості в атмосфері. Міжнародна класифікація хмар. Утворення різних форм, видів і різновидів хмар. Опади і їх вимірювання. Гроза як комплекс метеорологічних та електричних процесів.

6.1 Основні процеси перетворення вологості в атмосфері.

Випаровування - перехід рідини в пару внаслідок нагрівання або зниження тиску. Це процес, в результаті якого вода з океану або поверхні землі потрапляє в атмосферу.

Той же процес, при якому випаровування відбувається з поверхні зелених (живих) рослин, називається транспірацією (лат. trans - через, кризь і лат. spiro - дихаю, видихаю), тобто це фізіологічний процес випаровування води зеленими рослинами. Вони транспірують, коли вологість навколишнього повітря нижче, ніж вологість повітря в порах рослинної тканини. В протилежному випадку рослини поглинають водяну пару з повітря.

Точка роси - це температура, при якій деякий об'єм повітря, що охолоджується при постійному тиску, досягає стану насичення водяною парою по відношенню до води.

Точка інею - це температура, при якій водяна пара, що знаходиться в повітрі, стає насиченою по відношенню до поверхні льоду.

Конденсація (лат. condensation - згущення, ущільнення) - перехід газу або пари в рідину внаслідок охолодження або стиснення їх. Це процес згущення молекул водяної пари і ущільнення її до стану рідини. Конденсація починається з утворення зародків, тобто комплексів молекул з пониженою кінетичною енергією. Якщо такі комплекси опиняються сталими, то вони перетворюються в подальшому в краплі та кристали, завислі в повітрі (хмари в вільній атмосфері, серпанок і туман над землею поверхнею) або виділяються на земній поверхні та на наземних предметах у вигляді гідрометеорів (роса, іній тощо).

Для конденсації необхідно, щоб повітря знаходилося в стані насичення або навіть перенасичення. Це досягається або пониженням температури повітря до точки роси, особливо при адіабатичному підйомі повітря, або при збільшенні вологості повітря шляхом випаровування.

Основою для утворення зародків і в подальшому крапель води в атмосфері служать ядра конденсації, роль яких зводиться до зниження пересичення водяної пари. Без ядер конденсації для початку конденсації необхідно було б мати багатократне перенасичення.

В якості ядер конденсації можуть виступати кристали морської солі (хлориди), а по мірі просування в глибину континенту додаються ядра, що утворюються при природних та штучних процесах згоряння (лісові та торфові пожежі, виверження вулканів, індустріальна діяльність тощо), а також пилок та спори рослин, різноманітні частки пилу та ґрунту при пилових бурях тощо.

Сублімація (лат. sublimatio від sublimo - підіймаю, підношу) -

1) Перехід речовини з кристалічного стану безпосередньо в пару, минаючи рідку фазу; узгін. Це перехід молекул води в газоподібний стан безпосередньо з поверхні льоду (нафталін, сухий лід, сушка білизни взимку), обходячи стан рідини.

2) Перехід водяної пари в атмосфері безпосередньо в тверду фазу (лід, сніг). При такому зворотному процесі утворюється іній на предметах земної поверхні безпосередньо з водяної пари, а також утворення кристалів в атмосфері.

Адвекція (лат. advection - доставка, від лат. adveho - підвожу, доставляю) - горизонтальне переміщення повітря і перенесення разом з ним тепла, вологи, домішок). Мова може йти про адвекцію повітряних мас, про адвекцію тепла, водяної пари, моменту руху тощо. Певні атмосферні явища, що відбуваються в результаті адвекції, називаються адвективними. Так, наприклад, кажуть про адвективні тумани, адвективні грози, адвективні заморозки тощо.

Конвекція (лат. convection - принесення від лат. conveho - приношу) - в загальному значенні перенос рідин або газів у вертикальному напрямку. В розумінні цього терміну кажуть про конвективний потік тепла, конвективний потік вологи, конвективну складову руху тощо.

Утворення туманів та хмар. По міжнародній конвенції про появу туману кажуть у тому випадку, коли денна горизонтальна видимість за рахунок крапель води стає менше 1 км. Якщо має місце помутніння повітря, але дальність видимості за рахунок крапель води дещо перевищує 1 км, то це атмосферне явище називають серпанком.

Якщо те ж саме явище при низьких (-30°C і нижче) температурах відбувається за рахунок великої кількості крижаних голок, найдрібніших (10 - 20 мкм у діаметрі), замерзлих крапельок води, а також крижаних кристалів (10 - 100 мкм), то воно носить назву крижаного (морозного) туману або ж відповідно крижаного (морозного) серпанку. Якщо погіршення видимості викликається присутністю в повітрі сухих часток пилу внаслідок пилових бур, пожеж тощо, то таке атмосферне явище називають імлою. І коли видимість погіршується за рахунок суміші туману з пічним та промисловим димом, то таке явище називають смогом.

Туман випаровування - це туман, що виник внаслідок випаровування з підстилаючої поверхні (або з крапель опадів) в більш холодне повітря. Такий туман спостерігається над арктичними морями біля краю крижаного поля (випаровування арктичних морів), а взимку - і над внутрішніми морями (Чорним, Азовським) та, особливо восени, над річками та озерами суходолу (осінні випаровування).

Туман охолодження - це туман, що виник внаслідок пониження температури повітря. Останнє, в свою чергу, обумовлено теплообміном із землею поверхнею. Розрізняють в якості основних видів туманів охолодження - адвективний, що виникає в результаті переміщення (адвекції) повітряної маси на більш холодну підстилаючу поверхню, і радіаційний тумани.

Туман тропічного повітря - це адвективний туман, характерний для морського тропічного повітря, що рухається в більш високі широти і проходить при цьому над все більш холодною підстилаючою поверхнею. Спостерігається при значних швидкостях вітру і часто буває з мрякою.

Туман змішування, або фронтальний туман - це адвективний туман, що виник в результаті змішування двох повітряних мас з різною температурою та вологістю в перехідному шарі (фронті) між ними. Можуть існувати такі умови, коли кожна повітряна маса по окремо не насичена, але при змішуванні та охолодженні вона стає насиченою.

Радіаційний туман - це туман, який виникає над поверхнею, що вихолодилась внаслідок нічного або цілодобового зимового випромінювання (радіації).

Туман схилів (сходження) - це туман на гірських схилах, пов'язаний з адіабатичним охолодженням повітря при його підйомі по схилу. Його можна розглядати як низькі хмари.

Хмари утворюються в результаті конденсації водяної пари в вільній атмосфері. Крім розглянутих вище процесів перемішування, що призводять до насичення, конденсація водяної пари може відбутись і при адіабатичному підйомі з охолодженням до точки роси. Такий підйом може відбуватись в наступних випадках: а) конвективний підйом, б) фронтальний підйом, в) орографічний підйом.

Міжнародна класифікація хмар. Роди (форми) хмар

Форми хмар у тропосфері дуже різноманітні. Однак їх можна звести до відносно невеликого числа основних типів. Перша класифікація хмар була запропонована більш півтора століття тому. Наприкінці XIX в. була прийнята міжнародна класифікація хмар. Ця класифікація являє собою поділ тропосферних хмар на роди, види, різновиди по додаткових ознаках із відповідними найменуваннями, прийнятими по міжнародній угоді. Найменування хмар по міжнародній класифікації - латинські; нерідко застосовуються відповідні українські еквіваленти.

За формою хмарних утворень виділяється *10 родів хмар*, що взаємно виключають один одного:

Пір'ясті - Cirrus (Ci).

Пір'ясто-купчасті - Cirrocumulus (Cc). (*перисто-кучевые – рус*)

Пір'ясто-шаруваті - Cirrostratus (Cs).

Високо-купчасті - Altocumulus (Ac).

Високо-шаруваті - Altostratus (As).

Шарувато-купчасті - Stratocumulus (Sc)

Шаруваті - Stratus (St).

Шарувато-дощові - Nimbostratus (Ns).

Купчасті - Cumulus (Cu).

Купчасто-дощові - Cumulonimbus (Cb).

Види хмар. Велика частина родів підрозділяється на види по особливостях їхньої форми і внутрішньої структури. Види також взаємно виключаються. Кожна окрема хмара визначеного роду може бути віднесена тільки до одного виду. Видові назви, застосовані в якості доповнення до родової назви хмари.

Яруси хмар. Кожний рід хмар спостерігається у визначеному інтервалі висот (ярусі), що залежить від широти. В залежності від висоти основи виділяють хмари верхнього, середнього і нижнього ярусу. Окремо виділяють хмари вертикального розвитку з основою на рівні нижнього ярусу і високими вершинами (іноді до 14 км і вище).

Межа верхнього ярусу:

у полярних широтах 3 - 8 км,

у помірних 5 - 13 км,

у тропічних 6 - 18 км.

Відповідно для середнього ярусу 2 - 4, 2 - 7, 2 - 8 км, для нижнього до 2 км у всіх широтах.

До верхнього ярусу відносяться пір'ясті, пір'ясто-купчасті і пір'ясто-шаруваті хмари.

Високо-купчасті і високо-шаруваті хмари спостерігаються в середньому ярусі.

Нижній ярус поданий шарувато-купчастими, шаруватими і шарувато-дощовими хмарами.

До хмар вертикального розвитку відносяться купчасті і купчасто-дощові хмари.

Значення форм хмар для прогнозу погоди. Форми хмар, що спостерігаються, дають уявлення про утворюючі їхні динамічні процеси того або іншого масштабу. Тому вивчення форми хмар важливо для діагнозу стану атмосфери так само, як і для прогнозу погоди й опадів. Хмари можна спостерігати з землі, літака і із супутників Землі, на яких установлюються для цього телевізійні камери, що використовують видимі або інфрачервоні промені. Вони мають велике поле зору і дозволяють спостерігати хмарність у масштабі всієї земної кулі.

На підставі таких досліджень розроблені настанови й атласи фотографій хмар, що допомагають метеорологам при їх упорядкуванні для прогнозу погоди.

Утворення різних форм, видів і різновидів хмар. Процес утворення хмар того або іншого роду називається хмароутворенням. Хмара існує іноді дуже короткий час. Наприклад, час існування окремої купчастої хмари може обчислюватися 10 - 15 хвилинами. Але навіть коли хмара існує тривалий час, це не означає, що вона знаходиться в незмінному стані. У дійсності елементи хмари постійно випаровуються і виникають наново. Визначений процес хмароутворення є тривалим процесом.

Хмара - це тільки видима в даний момент частина загальної маси води, що втягується в цей процес. Це особливо помітно при утворенні хмар над горами. При безупинному перетіканні повітря через гору він адіабатично охолоджується при підйомі настільки, що на деякій висоті виникають хмари. Ці хмари здаються нерухомо прив'язаними до гребеня хребта. Але в дійсності вони переміщуються разом із повітрям і увесь час випаровуються в передній частині, де це повітря починає опускатися, і наново утворюються в тилловій частині з водяної пари, що надходить із повітрям, що піднімається.

Завислість хмар також оманна. Якщо хмара не змінює своєї висоти, то це ще не означає, що складові його елементи не випадають. Краплі в хмарі можуть опускатися, але, досягаючи нижньої межі хмари, вони переходять у ненасичене повітря і тут випаровуються. У результаті хмара буде здаватися, що хмара довгостроково знаходиться на одному рівні.

Всякий процес, що веде до зниження температури або збільшенню вологості повітря, є сприятливим для хмароутворення. Найбільше сприятливі умови для хмароутворення створюються тоді, коли повітря робить висхідний рух: уздовж фронтальної поверхні, при конвекції, хвилястих рухах, орографічному підйомі. Істотну роль в хмароутворенні грають і такі чинники, як турбулентний обмін і радіаційна втрата тепла.

У зв'язку з цим існує генетична класифікація хмар: фронтальні (хмари висхідного ковзання); хмари конвекції; хмари стійких мас; орографічні хмари.

Фронтальні хмари (хмари висхідного ковзання). Хмари висхідного ковзання - це хмари, зв'язані зі сходженням великих шарів повітря над фронтальною поверхнею і його динамічним охолодженням (рис. 6.1).

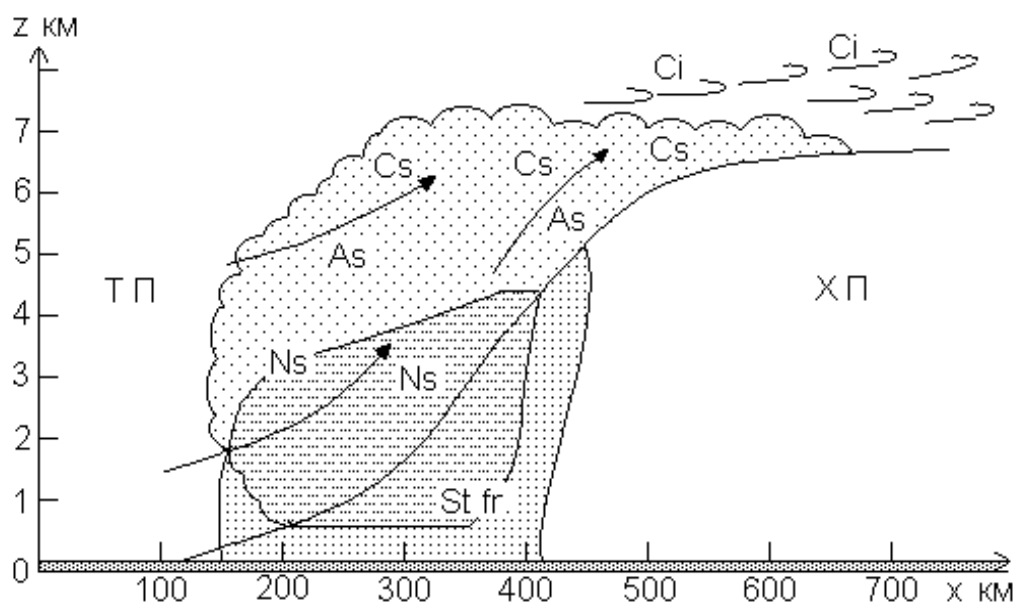


Рисунок 6.1 – Хмари висхідного ковзання.

Хмарна система особливо добре виражена у випадку теплового фронту. Сама потужна частина системи поблизу лінії фронту являє собою шарувато-дощові хмари (Ns) у декілька кілометрів товщиною. Далі від лінії фронту хмари переходять у менше потужні високо-шаруваті (As), ще далі - у пір'ясто-шаруваті (Cs), перед якими спостерігаються пасма пір'ястих (Ci) уже на відстані багатьох сотень кілометрів від лінії фронту.

У випадку холодного фронту утворюється, по суті, така ж хмарна система. Відмінність її перебуває в тому, що хмарна система холодного фронту більш вузька, а в передній частині має характер купчасто-дощових хмар (Cb) із зливовими опадами, тому що підйом теплового повітря має тут більш бурхливий характер, чим у випадку теплового фронту. Для холодного фронту характерно утворення і такого виду хмар як пір'ясто-купчасті (Cc).

Хмари конвекції. Хмари конвекції - це хмари, пов'язані з атмосферною конвекцією, тобто підйом великих мас повітря викликає термічна конвекція при нестійкій стратифікації повітря (рис. 6.2). Швидкість підйому нерідко досягає 10 м/с і більше. Все це призводить до утворення конвективних хмар і випадінню зливових опадів. У першій стадії розвитку конвекції, коли вона є лише різновидом неупорядкованого турбулентного руху, це плоскі купчасті хмари, а також разірвано-купчасті. При виникненні добре оформлених висхідних струменів значної швидкості виникають потужні купчасті хмари і купчасто-дощові, інакше їх називають зливовими і грозовими. У середньому ярусі з конвекцією пов'язані деякі різновиди високо-купчастих хмар - пластівчасті, баштовидні.

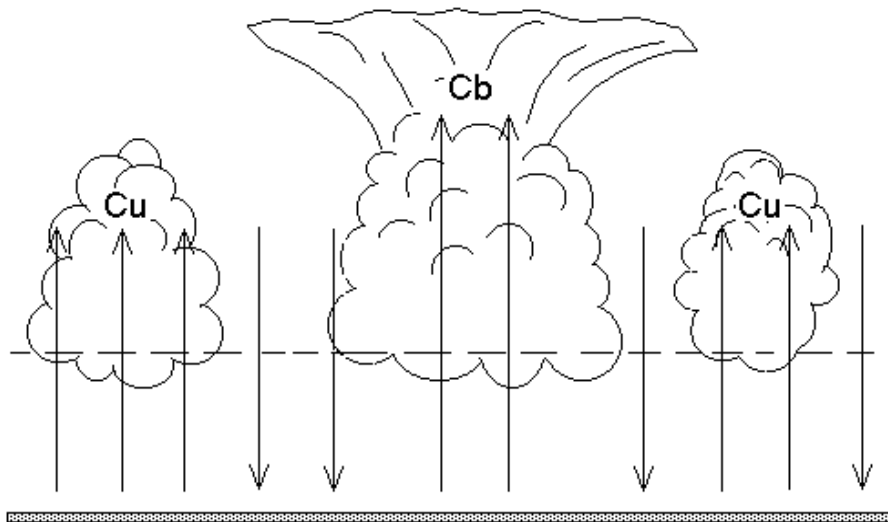


Рисунок 6.2 – Хмари конвекції.

Хмари стійких повітряних мас. Хмари стійких мас виникають у стійких повітряних масах у зв'язку з охолодженням повітря від підстилаючої поверхні, динамічною турбулентністю і хвилястими рухами на поверхнях інверсії (рис. 6.3). До них відносяться шаруваті і велика частина шарувато-купчастих і високо-купчастих хмар.

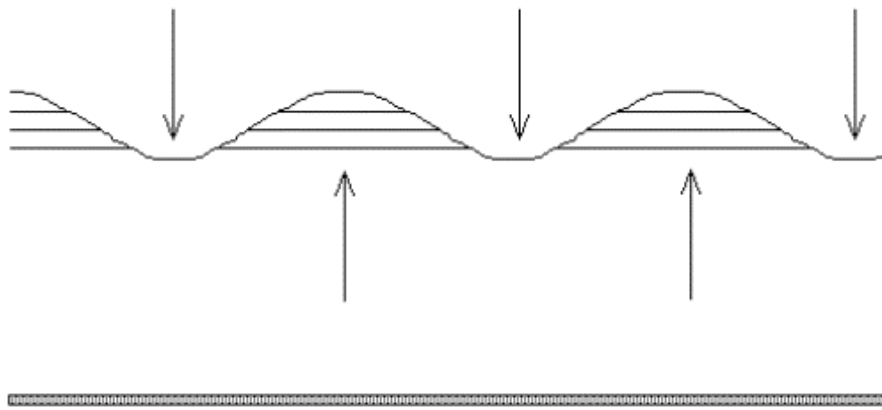


Рисунок 6.3 – Хмари стійких повітряних мас.

Орографічні хмари. Орографічні хмари виникають при перетіканні повітряної течії через гірський хребет (рис. 6.4). Сюди відносяться особливо різні форми сочевицевидних хмар. Хмари цього типу утворюються на навітряній стороні або над гребенем хребта і тануть на підвітряній стороні, маючи, таким чином, характер стоячих хвиль. До орографічних хмар можна віднести також і хмари купчасті і купчасто-дощові, що утворюються над гірськими схилами.

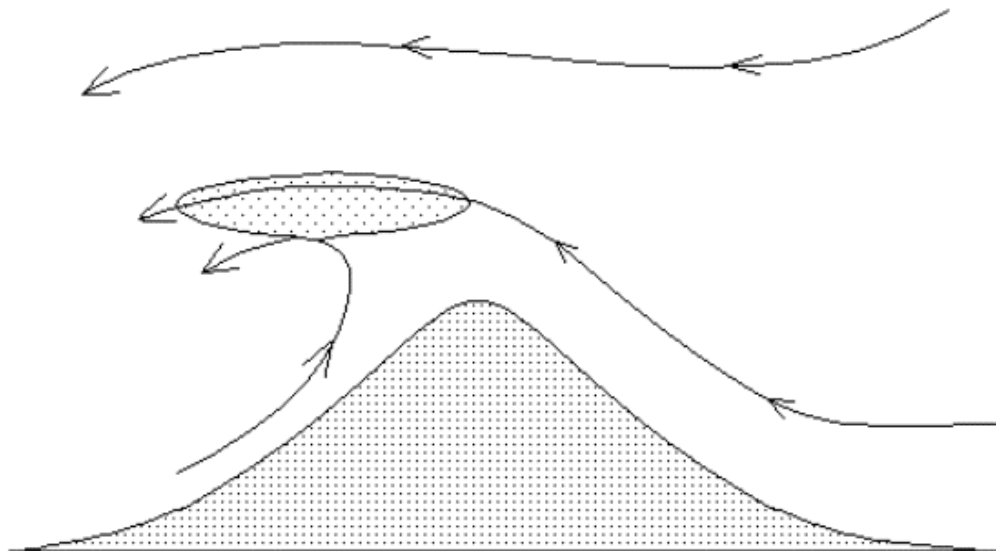


Рисунок 6.4 – Орографічні хмари.

Утворення опадів відбувається внаслідок укрупнення крапель води в атмосфері до таких розмірів, що вони починають випадати з хмар або осідати з повітря на поверхні землі та на предметах. Із хмар опади можуть випадати у вигляді дощу, мряки, снігу, мокрого снігу, снігової та крижаної крупи, снігових зерен, граду, крижаного дощу, крижаних голок.

Безпосередньо з повітря може виділятися роса, іній, рідкий наліт, твердий наліт, паморозь. Осідання переохолодженого дощу, мряки, туману утворює ожеледь, яка на проїжджій та пішохідній частинах дороги носить назву ожеледиці. До опадів зараховують також і зледеніння літаків.

Зливи грають важливу роль у процесі формування стоку річок. Внаслідок випадання злив на ріках формуються дощові повені. Максимальні витрати дощових

повеней можуть бути значні і на малих річках часто перевищувати максимальні витрати від сніготанення.

Облогові дощі на відміну від злив мають малу інтенсивність, але велику тривалість і охоплюють значні площі. Тому облогові дощі дають великий стік. Повені від облогових дощів більш розтягнуті в часі, але максимальні витрати їх менше, ніж від злив.

Кількість опадів та їх вимірювання. Дощові опади вимірюють в основному опадоміром В. Д. Третьякова. Цей прилад складається з відра з площею приймальної поверхні 200 см². Відро встановлюють на стовпі так, щоб верхній край його був на висоті 2 м від поверхні землі. Від видування опадів прилад захищений рядом металевих планок, скріплених у нижній частині ланцюжком так, що всі планки мають нахил до площини обрію. Верхній кінець планок відігнутий у зовнішню сторону. Опади, що зібралися в опадомірі, вимірюють за допомогою вимірювальної склянки, кожна поділка якої відповідає шару осадів 0,1 мм у натурі.

Для безупинного й автоматичного запису кількості рідких осадів застосовують самописні дощоміри-плювіографи. Опади потрапляють у дощомірне відро площею 500 см². З дощомірного відра вода стікає по трубці в циліндр 4 із поплавцем. До поплавця прикріплений стрижень 7 з пером 5, яке стикається зі стрічкою барабана, який обертається за допомогою годинникового механізму. При випаданні опадів поплавець піднімається і разом із ним рухається по стрічці перо, викреслюючи криву зміни кількості опадів. При заповненні циліндричної посудини доверху вода автоматично виливається з нього через сифон 2 у прийомну посудину 1, і поплавець швидко опускається (перо в цей час пише спадну лінію). При відсутності опадів перо викреслює на стрічці горизонтальну лінію.

У важкодоступних гірських районах застосовують сумарні дощоміри, що збирають опади протягом тривалого періоду часу (місяць і більше).

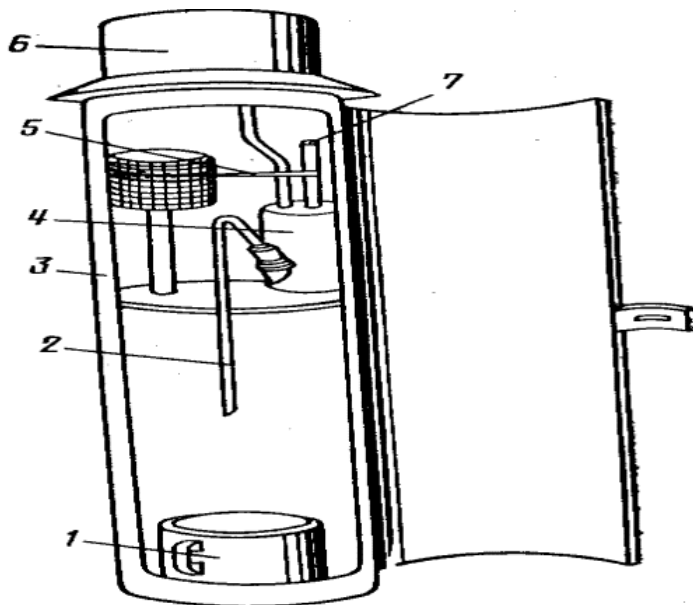


Рисунок 6.5 – Плювіограф.

Хмарність. Хмарність є однією з важливіших кліматичних характеристик, тому що кількість і форма хмар тісно пов'язані з синоптичними процесами даного району. Крім того, хмари зменшують притік прямої сонячної радіації вдень, а вночі захищають землю від вихолодження, несуть дощі і сніг, грози і град.

Режим хмарності формується під впливом циркуляційних процесів, а також під впливом підстилаючої поверхні. Роль останньої особливо проявляється у теплу пору року,

коли зі збільшенням надходження радіації зростає термічна неоднорідність підстилаючої поверхні. Висхідні та низхідні потоки, що при цьому виникають, сприяють утворенню хмарності або її руйнуванню.

При характеристиці хмарності частіш за все розглядається її кількість на небосхилі, форма хмар та висота її нижньої межі. Кількість хмарності визначається візуально, а висота хмар частіше за допомогою приладів. Ступінь покриття небосхилу хмарами оцінюється по 10-бальній шкалі:

0 - 2 бала - ясно,

3 - 7 балів - хмарно з проясненням,

8 - 10 балів - хмарно.

6.2 Гроза як комплекс метеорологічних та електричних процесів.

Звичайна блискавка - це різновидність іскрового електричного розряду. Вона утворюється під впливом високої напруги між різними частинами хмари або хмарою і землею. За відсутністю електричного поля в повітрі практично будуть відсутні вільні електрони та іони.

Але не все ще ясно в теорії блискавки, особливо в процесі іскрового розряду, тобто пробою в газі. Відомо, що цей процес протікає в дві стадії - утворення каналу розряду між хмарою і землею і проходження імпульсу основного струму.

Звичайно хмара заряджена негативно, а земля - позитивно. Якщо напруженість електричного поля перевищує певний поріг (для сухого повітря цей поріг біля 3 млн. В/м), то поодинокі електрони встигають між зіткненнями з атомами отримати енергію в декілька електрон-вольт, що їй достатньо для іонізації молекул кисню і азоту. В результаті газ іонізується і з'являються нові вільні електрони. (Звідси можна оцінити довжину пробігу електрона в повітрі як декілька мікрон). Ці електрони, в свою чергу, розганяються і народжують інші електрони - кількість електронів лавиноподібно зростає. В результаті створюються електронні лавини, що рухаються від хмари до землі на чолі з так званим "ступінчастим лідером". Лідер світиться відносно слабо, і простим оком практично його не видно.

Виявляється, ступінчастий лідер поширюється зі швидкістю порядку 107 м/с, але відстань в 1 км він покриває не за 0,1 мс, а за ... 20 мс. Це пояснюється тим, що через кожні 5 м лідер зупиняється, "розмірковує" 0,1 мс, а потім рухається далі, змінивши, як правило, напрям.

Нарешті лідер добирається до землі, замкнувши хмару і землю "накоротко" каналом іонізованого газу. На цьому перша стадія процесу закінчується і починається друга. Тепер по утвореному каналу знизу вгору, тобто від землі до хмари, проходить короткий (0,1 мс) і потужний імпульс основного струму блискавки - якраз його ми і бачимо. Температура газу в каналі порядку 25000-30000 °С. Газ розширюється - ми чуємо грім.

Світло, яке супроводжує блискавки, пов'язане з випромінюванням світла при переходах електронів між збудженими станами атому і основним станом або між різноманітними збудженими станами. Швидкий нагрів газу призводить до його розширення і, як результат, до звукової хвилі - грому. Оскільки різні частини блискавки розміщені на різних відстанях від спостерігача, звук від різних частин блискавки приходить неодноразово. Блискавка має ламану форму - ті частини, які приблизно перпендикулярні напрямленню на спостерігача, дадуть звук, що приходить водночас до спостерігача - це «розкати» грому.

Чомусь завжди блискавку зображують так, нібито вона б'є зверху вниз (хмара і Зевс-громовержець нагорі). Між тим імпульс основного струму і світіння починається внизу і хвилею розливається по каналу, що залишив лідер.

Що стосується кульової блискавки, то її природа досі залишається загадкою. На відміну від іскрової блискавки, що має малу тимчасову тривалість, кульова блискавка існує декілька секунд або хвилин. Зовні вона являє собою сяючу кулю, що може переміщатися, інколи огинаючи предмети, інколи зненацька «вибухає», кульова блискавка - явище дуже своєрідне. Однак, незважаючи на свою унікальність, незважаючи на те, що це явище досі ще не до кінця зрозуміле і пояснене наукою - не слід ставитися до нього як до чогось надзвичайного, а тим більш, надприродного. Так, це явище - до кінця не вивчене, але дуже активно вивчається. Таких явищ багато, дуже різноманітних, саме вони складають передній край науки.

Основні властивості кульових блискавок. Поява. Практично завжди кульова блискавка з'являється в грозову, штормову погоду; часто, але не обов'язково, в супроводі з звичайними блискавками. Частіше за все вона немов би «виходить» з провідників або породжується звичайними блискавками, інколи спускається з хмар, в рідких випадках - несподівано з'являється в повітрі.

Особливості поведінки. Частіше за все вона рухається горизонтально, приблизно в 1 м над землею, досить хаотично. Має тенденцію «заходити» у приміщення, протискаючись при цьому через маленькі отвори. Часто кульова блискавка супроводжується звуковими ефектами - тріском, писком, шумом. Наводить радіошуми.

Зникнення. Кульова блискавка існує 10...100 секунд, після чого, як правило, вибухає. Зрідка вона поволі гасне або розпадається на окремі фрагменти. Якщо в спокійному стані від кульової блискавки виходить надзвичайно мало тепла, то під час вибуху вивільнена енергія інколи руйнує або оплавляє предмети, випаровує воду.

Розмір і форма. Розмір кульових блискавок варіюється від сантиметрів до метру. Форма в більшості випадків сферична, однак, є повідомлення про спостереження і витягнутих, дископодібних, грушоподібних кульових блискавок.

Сяйво і колір. Типова сумарна потужність випромінювання - порядку 100 Вт, інколи тьмяніше, інколи яскравіше. Колір - дуже різний, починаючи від білого і жовтого, закінчуючи зеленим. Часто відзначалася строкатість випромінювання.

Неодноразово вживалися спроби лабораторного відтворення кульової блискавки. Треба визнати, що досі йдеться тільки про спроби, - немає жодного випадку штучного отримання «справжньої» кульової блискавки в лабораторних умовах.

Контрольні запитання

1. Який процес перетворення вологості в атмосфері протилежен процесу конденсації? В чому полягає його суть?
2. Опишіть дві різновидності процесу сублімації. В чому полягають їх відмінності?
3. При яких умовах може відбуватися адвекція вологості?
4. Яке явище називають називають смогом?
5. Які різновидності туманів вам відомі і в чому полягають їх відмінності?
6. Яке значення мають форми хмар для прогнозу погоди?
7. Опишіть процес утворення фронтальних хмар.
8. Опишіть процес утворення хмар конвекції.
9. Опишіть процес утворення хмар стійких повітряних мас.
10. При яких умовах волога в атмосфері перетворюється в опади?
11. Якими приборами можливо тривалий час вимірювати опади? В чому є принцип роботи цього прибору?
12. По яким признакам оцінюють бали хмарності?
13. Опишіть умови та процедуру проходження блискавки

7 СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ

Лекція 10 Основи синоптичної метеорології

Основні процеси синоптичної метеорології. Прогнози погоди. Розвиток синоптичної метеорології.

7.1 Розвиток синоптичної метеорології

Прогнози погоди складаються методами синоптичної метеорології. Синоптична метеорологія (від грец. синоптикус - здатний усе оглянути), - це розділ метеорології, що вивчає атмосферні процеси, які визначають умови погоди і її зміни з метою розробки методів прогнозу погоди.

Перші спроби передбачення погоди, засновані на місцевих ознаках, відносяться до глибокої стародавності. Звичайно, такою «вигідною» справою займалися чаклуни, шамани, знахарі, жерці, тобто люди у своєму оточенні талановиті і спостережливі. Передаючи знання і досвід своїм послідовникам, вони помічали які місцеві ознаки (вітер з боку дерева, вкритого мохом - до похолодання, не випала зранку роса на траву - до утворення туману, зміна вітру - перед сильним дощем і т.д.) означають той чи інший стан погоди. Були в їхніх пророкуваннях і помилки, але їх списували на волю богів, яким поклонявся даний народ.

У 350 р. до н.е. давньогрецький філософ і вчений Аристотель одним з перших науково обґрунтував і написав логічний трактат «Метеорологіка».

Після винаходу в XVII столітті барометра, робилися спроби передбачення погоди по зміні атмосферного тиску в даному пункті, але одиничні дані не давали загальної картини для аналізу процесів, що протікають в атмосфері. Першу спробу створення прогнозних карт почав у 1826 р. німецький учений Г.В. Брандес. Але тільки винахід телеграфу створив передумови для широкого розвитку синоптичного методу і дозволив створити службу погоди. Практичним поштовхом до цього послужила бура 14 лютого 1854 р., під час якої в Балаклавській бухті загинуло багато кораблів англо-французького флоту, що діяв на Чорному морі в період Кримської війни (1853-1856р.).

Французький учений Урбен Жан Жозеф Левер'є астроном, член Паризької АН, який усе життя займався небесною механікою, питаннями стійкості Сонячної системи. Будучи до цього моменту директором Паризької обсерваторії, простежив переміщення цієї бури в Європі за даними спостережень, що малися, і прийшов до висновку, що її можна було вчасно передбачити за умови обміну даними спостережень між різними країнами.

Ще до організації служби погоди Г.В. Дове (1837) у Німеччині прийшов до висновку, що зміни погоди в помірних широтах пояснюються послідовною зміною полярних і екваторіальних потоків повітря і що усі атмосферні рухи мають вихровий характер.

У 60-х рр. англійський учений віце-адмірал Р. Фіцрой, той самий що очолював океанографічну експедицію на кораблі «Бігль», у якій брав участь Ч. Дарвін; під час цієї експедиції були зроблені зйомки берегів Патагонії, Вогненної Землі і Магелланової протоки. Розвиваючи погляди Дове, Фіцрой довів, що, в атмосфері помірних широт завжди виявляються переमेжовані течії полярного і тропічного повітря, на межах між якими виникають циклони.

Подальший розвиток синоптичної метеорології відбувався під знаком впровадження в синоптику аналізу аерологічних спостережень, що стали можливими після винаходу радіозонда. Наприкінці 40 - початку 50-х рр. зростання аерологічної мережі і збільшення висоти підйому радіозондів дозволили збагатити синоптичну метеорологію новими уявленнями, зокрема про струменеві течії. З 50-х рр. також інтенсивно розвивалися методи опису і прогнозу атмосферних процесів за допомогою складання і чисельного рішення рівнянь атмосферної гідротермодинаміки.

У 60-і рр. почався новий етап розвитку синоптичної метеорології - 28 лютого 1967 р. запущено першого метеорологічного супутника. На базі гідродинамічної теорії і чисельних методів аналізу, прогнозу полів тиску, температури і вітри виявилось можливим перейти до розгляду атмосферних процесів у масштабі всієї планети. І нарешті 90-і рр. подарували синоптичній метеорології персональні комп'ютери з їхньою мобільністю і світовою метеорологічною мережею. Це дозволяє сучасним метеорологічним службам значно підвищити наочність, якість і оперативність прогнозів погоди.

7.2 Основні процеси синоптичної метеорології

Синоптична метеорологія вивчає ті атмосферні процеси, що розвиваються на великих територіях і по масштабах відносяться до ланок загальної циркуляції атмосфери.

Дослідження цих процесів спираються на фізичні закони, що визначають зміни властивостей повітря і його рух; при цьому враховуються широта місця, з яким зв'язана кількість сонячної енергії, що притікає, а також характер і властивості поверхні, що підстилає (суша, характер її рельєфу, море) і реалізує цю енергію.

Циркуляція атмосфери - це система великомасштабних повітряних течій над земною кулею. У тропосфері сюди відносяться пасати, мусони, повітряні течії, пов'язані з циклонами й антициклонами, у стратосфері - це переважно західні переноси повітря з накладеними на них довгими хвилями. Створюючи перенос повітря, а з ним тепла і вологи з одних широт і регіонів в інші, циркуляція атмосфери є найважливішим кліматотвірним

процесом. Характер погоди і його зміни в будь-якій місці Землі визначаються не тільки місцевими умовами теплообміну між земною поверхнею й атмосферою, але і циркуляцією атмосфери.

Існування циркуляції атмосфери обумовлено неоднорідним розподілом атмосферного тиску (наявністю баричного градієнта), викликаним насамперед неоднаковим припливом сонячної радіації в різних широтах Землі і різних фізичних властивостей земної поверхні, особливо в зв'язку з її поділом на сушу і море. Нерівномірний розподіл тепла на земній поверхні й обмін теплом між нею й атмосферою приводять у результаті до постійного існування циркуляції атмосфери, енергія якої постійно витрачається на тертя і безупинно поповнюється за рахунок сонячної радіації.

Унаслідок сили Коріоліса рух повітря при загальній циркуляції атмосфери є квазігеострофічним, тобто він досить близький до геострофічного вітру, спрямованого по ізобарам, перпендикулярно баричному градієнту. А так як атмосферний тиск розподіляється над земною кулею в загальному зонально (ізобари близькі до широтних кіл), то і перенос повітря має зональний характер. Розподіл атмосферного тиску над земною поверхнею, а з ним і течії циркуляції атмосфери зональні лише загалом. У дійсності циркуляція атмосфери знаходиться в безупинній зміні як у зв'язку із сезонними змінами в розподілі джерел і стоків тепла на земній поверхні й в атмосфері, так і в зв'язку з циклонічною діяльністю, яка здійснює обмін повітря між низькими і високими широтами Землі. У низьких широтах Земля одержує більше тепла від Сонця, ніж утратить його шляхом власного випромінювання, у високих широтах - навпаки. Міжширотний обмін повітрям приводить до переносу тепла з низьких широт у високі і холоду з високих широт у низькі, чим зберігається теплова рівновага на всіх широтах Землі.

Оскільки температура повітря в тропосфері в середньому убуває від низьких широт до високих, атмосферне тиск у середньому також убуває в кожній півкулі від низьких широт до високого. Тому починаючи приблизно з висоти 5 км, де вплив материків, океанів і циклонічної діяльності на структуру полів тиску і рухи повітря стає малим, установлюється західний перенос повітря (звідси «погода до нас йде з заходу»), майже над усією земною кулею, за винятком приекваторіальної зони (див. рис. 1, а).

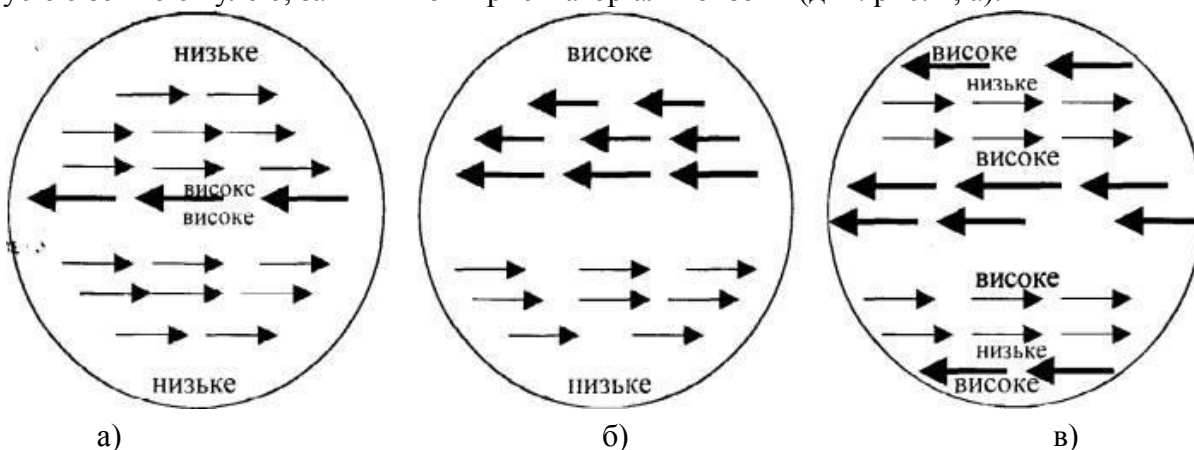


Рисунок 7.1 – Схема зональних переносів при загальній циркуляції атмосфери (на різній висоті над земною поверхнею)

Узимку в даній півкулі західний перенос захоплює не тільки верхню тропосферу, але і всю стратосферу і мезосферу. Однак улітку стратосфера над полюсом сильно нагрівається і стає значно тепліше, ніж над екватором, тому меридіональний градієнт тиску, починаючи приблизно з 20 км, змінює свій напрямок і зональний перенос повітря відповідно міняється з західного на східний (див. рис. 7.1, б).

У земної поверхні й у нижній тропосфері зональний розподіл тиску складніше, оскільки він в більшому ступені визначається циклонічною діяльністю. У процесі останньої циклони, переміщаючись у загальному до сходу, у той же час відхиляються в більш високі широти, а антициклони - у більш низькі. Тому в нижній тропосфері (і біля земної поверхні) утворюються дві субтропічні зони підвищеного тиску по обидві сторони від екватора (див. рис. 1, в), уздовж якого тиск знижений (екваторіальна депресія); у субполярних широтах утворюються дві зони зниженого тиску (субполярні депресії); у найвищих широтах тиск підвищений. Цьому розподілу тиску відповідають західний перенос у середніх широтах кожного з півкуль і східний перенос у тропічних і високих широтах.

Між поверхнею, що підстиляє, і атмосферою існує безупинний обмін теплом, вологою і домішками різного роду. У різних областях Землі під впливом теплообміну з землею поверхнею формуються повітряні маси тропосфери з різними властивостями. Прикордонні зони між ними за певних умов перетворюються в різкі атмосферні фронти.

7.3. Прогнози погоди

Тепер, коли ми маємо мінімальний запас знань про процеси, що протікають в атмосфері, спробуємо перейти нарешті до головного питання нашої теми. Так що таке прогноз погоди ?

Прогноз погоди - це науково обґрунтоване передбачення змін погоди, що є результатом аналізу великомасштабних атмосферних процесів, і застосування відомих науці закономірностей їхнього розвитку.

Прогнози погоди складаються метеорологічними підрозділами і службами практично всієї планети. Для збору і передачі метеоінформації між собою, використовується універсальний (міжнародний) метеорологічний код.

Прогнози погоди поділяються на короткострокові (від декількох годин до 1-2 діб), довгострокові малої "завчасності" (3-10 діб), довгострокові великої "завчасності" (на місяць і більше). Прогнози погоди складаються для території (область, край, країна, акваторії морів і т.п.), а також віддалених населених пунктів, аеропортів, авіатрас, автомобільних і залізничних магістралей і т.п.

Прогнози погоди підрозділяються на спеціалізовані, призначені для спеціальних користувачів (авіація, судноплавство, рибний промисел, сільське господарство і т.д., і загального користування - для населення.

Приклад № 1. Спеціальний прогноз для авіації :

Прогноз погоди з 09.00 до 18.00. обумовиться улоговиною з проходженням холодного фронту. Хмарність 7-10 балів, з 13.00 4-7 балів верхньої, середньої, купчастої, купчасто-дошової, розірвано-дошової. Н нижня - 500-800 м, початок - 200-300 м. Н верхня - 5-6 км, купчасто-дошова - 9-10 км. Серпанок о першій половині терміну. Дощ, гроза, бовтанка сильної інтенсивності, статична електрика. Видимість - 6-10 км, при дощі 3-4 км. Вітер у шарі 1,5-9 км 240-260° 50-70 км/год. Вітер у землі 120-140°, із 13-14 години перехід 190-210° 5-8 м/с пориви - 7-10 м/с. Температура +5+8°.

Приклад № 2. Прогноз погоди загального користування:

Завтра очікується : Хмарна погода, місцями Дощ, Гроза. Температура +5+8°.

Приклад №2 - це повсякденний прогноз, який ми чуємо щодня в засобах масової інформації і дається він по дуже великій площі, тобто не конкретно.

До першого відносяться також попередження про небезпечні явища погоди (НЯП), в авіації їх називають штормовими (гроза, смерч, шквал, град, сильне зледеніння, ожеледь, туман, заметіль, сильний вітер, пилова бура, заморозки й ін.), що можуть викликати утруднення в роботі окремих галузей життєдіяльності чи людині завдати шкоди, а також загрожувати безпеці населення.

Метеорологічні підрозділи і служби, крім штормових оповіщень про НЯП, подають штормові оповіщення про спостереження особливо небезпечних метеорологічних, гідрологічних, геофізичних, а також аномальних атмосферних і космічних явищах.

Особливо небезпечними явищами вважаються явища, що по своїй інтенсивності, часу виникнення, тривалості і площі поширення можуть нанести, чи вже завдали значної шкоди. До них відносяться:

- вітер зі швидкістю більш 30 м/с ;
- град діаметром більш 30 мм;
- сильний дощ і снігопад з інтенсивністю, що перевищує критичні значення, встановлені для даного району;
- підвищення рівня води в річках, водоймах до критичних значень, повені, затори, зажери, що загрожують затопленням районів життєдіяльності людей, промислових і стратегічних об'єктів;
- селеві потоки і снігові лавини;
- виверження вулканів;
- землетруси і цунамі.

До аномальних атмосферних і космічних явищ оптичного, електричного й іншого походження, відносяться:

- незвичайні частки, що випадають з атмосфери;
- кольорові опади, чи опади іншого незвичайного виду і властивості;
- незвичайні світлові, акустичні, електромагнітні й інші явища в атмосфері і космічному просторі.

У короткострокових прогнозах погоди і попередженнях очікувані умови погоди вказуються більш детально, чим у довгострокових. Так, наприклад, у прогнозах погоди для авіації повідомляються очікувані умови погоди на висоті польоту літака (вид і кількість хмарності, напрямок і швидкість вітру, зондування атмосфери, наявність таких НЯП як бовтанка, зледеніння, грозові розряди). В аеропорту посадки (висота нижньої межі хмар, видимість, напрямок і швидкість вітру, температура повітря, наявність опадів).

У довгострокових прогнозах погоди малої "завчасності" характер погоди на майбутній період описується в більш загальному виді: перевага ясної чи хмарної погоди, можливість випадання опадів, межі денних і нічних температур, різкі зміни погоди, переважаючий напрямок і швидкість вітру. Прогноз погоди на місяць містить знак і величину відхилення середньої місячної температури й опадів від норми, а також указівки періодів найбільш істотних змін погоди: похолодань і потеплень, переходів від сухої до непогожої погоди і т.п.

Прогнози погоди складаються методами синоптичної метеорології. Для цієї мети за даними спостережень метеорологічних і аерологічних станцій готують синоптичні карти погоди для різних рівнів атмосфери, від земної поверхні до висоти 30 км.

На сьогоднішній день великими зональними центрами вся метеорологічна і аерологічна інформація збирається й обробляється на потужних комп'ютерах. За допомогою відповідних програм машина складає всілякі синоптичні, аерологічні, супутникові карти погоди. Крім того, за допомогою комп'ютера створюються прогностичні карти погоди, на яких нанесене майбутнє положення баричних систем, фронтів, опадів, небезпечних явищ погоди, ймовірних температур і т.д. на добу, двоє - до тижня.

Точність усіх прогнозів у межах періоду, на який вони складаються, убуває з часом. У середньому з 100 короткострокових прогнозів погоди чи довгострокових прогнозів малої "завчасності" виправдуються більш 80 прогнозів. Основна причина найбільш великих помилок - неточності в розрахунках баричного поля, напрямків і швидкості переміщення циклонів і атмосферних фронтів, а також їхньої еволюції; ці помилки обумовлені недосконалістю застосовуваних методів (мінлива екологія, постійне

забруднення атмосфери, загальне потеплення на планеті й ін.), відсутністю достатньої інформації з океанів і малонаселених територій, особливо ж з високих шарів атмосфери. Методи довгострокових прогнозів погоди великої "завчасності" знаходяться в постійній розробці, а самі прогнози ще не мають потрібної якості. Досить точний довгостроковий прогноз погоди - одна з найскладніших задач людства.

Контрольні запитання

1. Які вчені запропонували нове в синоптичній метеорології (і що саме описить)?
2. Що нового принесли в синоптичну метеорологію останні роки?
3. Які процеси вивчає синоптична метеорологія?
4. На які закони спирається синоптична метеорологія при дослідженні процесів?
5. Які течії вивчає синоптична метеорологія у тропосфері і стратосфері?
6. Чим обумовлена циркуляція атмосфери?
7. Як змінюється атмосферний тиск від екватора до полюсів?
8. В якому напрямку рухається повітря на висоті де вплив материків і океанів втрачає свою силу?
9. Нарисуйте і поясніть різницю між трьома схемами зональних переносів.
10. На підставі чого робляться метеорологічні прогнози?
11. Які види прогнозів існують і для яких цілей?

8 КЛІМАТОУТВОРЕННЯ

Лекція 11 Географічні чинники клімату. Кліматичні зони Землі

Основні географічні чинники клімату (географічна широта, висота над рівнем моря, розподіл суші і моря, орографія і інші). Вплив діяльності людини на клімат. Кліматичні зони Землі (за Б.П. Алісовим).

8.1 Кліматотвірні процеси

Наука про клімат - кліматологія. Місце кліматології як галузі географії затверджено ще працями вченого О.І. Воейкова (1842-1916). Він показав, що тільки з географічних позицій стає ясною фізичною сутністю кліматологічних процесів і явищ і що тільки на географічній основі можливо строге наукове обґрунтування найважливіших положень клімату.

Кліматологія, будучи тісно зв'язана з фізичною наукою про атмосферу - метеорологією, у той же час є географічною наукою. Це і зрозуміло: адже клімат - один з

компонентів географічної оболонки і розуміння кліматичних явищ можливо тільки при обліку географічних факторів, взаємно зв'язаних із кліматом. Предмет кліматології в більш вузькому змісті - видозмінені під впливом земної поверхні кількісні характеристики метеорологічних явищ.

Хоча клімат - складова географічного ландшафту, основні його риси створюються не стільки місцевими умовами, скільки великими процесами планетарного значення: опроміненням земної поверхні сонцем, тепло- і вологообміном атмосфери з поверхнею материків і океанів, циркуляцією атмосфери і вод океану. Клімат - поняття глобальне по своїй природі. Так що глобальний клімат не є сума локальних (місцевих) кліматів, а, навпаки, локальні клімати суть прояв єдиного глобального процесу. Світ нерідко довідується про ті чи інші стихійні лиха, що охопили окремі райони земної кулі. Такі стихійні лиха, як повені, посухи, суховії, рясні снігопади, вітри ураганної сили, - аномалії погоди, що порушують середній багаторічний режим.

Клімат - це багаторічний режим атмосферних умов, характерний для кожного даного місця Землі в силу його географічного положення. Для характеристики клімату варто враховувати режим погоди за багато років, а не в окремі роки. Значні відхилення температури повітря, кількості опадів і інших показників клімату від звичайних ще не свідчать про тенденцію до зміни клімату. У той же час клімат випробує коливання від одного періоду до іншого, причому цей період може обчислюватися як десятками, сотнями, так і мільярдами років.

Клімат - самий мінливий компонент у природі. Однак мінливість клімату і його можливі коливання дотепер точно непередбачені. А тому що кліматичними умовами визначаються багато природних процесів, планування розвитку сільського господарства, гідроенергетики й інші задачі, що мають народногосподарське значення, то питанням кліматоутворення і тенденціям коливання і зміни клімату як у глобальному, так і в місцевому масштабі приділяється дуже велика увага метеорологами і кліматологами усього світу.

Атмосферні процеси на Землі взаємозалежні, і клімат кожної окремої території не існує самостійно. Тому для одержання великої метеорологічної інформації з великих районів земної кулі створюються міжнародні наукові програми, по яких проводяться дослідження.

Восьмим конгресом Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) у 1979 р. схвалена Всесвітня програма кліматичних досліджень (ВПКД). Головні цілі програми полягають у тому, щоб визначити, якою мірою можна пророчити зміна клімату і який вплив робить діяльність людини на клімат. Для цього необхідно удосконалювати наші пізнання в області формування клімату.

В розподілі кліматів існує більш або менше ясно виражена зональність, але ця зональність буде сильно порушуватися впливом азональних чинників.

У попередніх розділах вже розглядалися атмосферні процеси, що входять до складу трьох циклів кліматотворних процесів на Землі: теплообігу, вологообігу і загальної циркуляції атмосфери. Одночасно були розглянуті і кліматичні наслідки цих процесів, тобто багаторічний режим метеорологічних параметрів: добовий і річний хід потоків радіації, температури й інших параметрів, їхня мінливість, середній розподіл по земній поверхні, типова зміна з висотою і т.д.

Всі три кліматотворних процеси взаємно пов'язані. Наприклад, на тепловий режим підстилаючої поверхні, а стало бути, і атмосфери впливає хмарність, що затримує приплив прямої сонячної радіації. Утворення хмар є один з елементів вологообміну. Але воно залежить у свою чергу від теплових умов підстилаючої поверхні й атмосфери, а ці останні деякою мірою залежать від адвекції тепла, тобто загальної циркуляції атмосфери. Загальна

циркуляція, крім того, створює перенос водяної пари і хмар і тим самим впливає на вологообмін, а через нього і на теплові умови.

Режим кожної складової клімату є результатом спільної дії всіх трьох процесів, що утворюють клімат. Наприклад, розподіл сум опадів по земній кулі є безпосереднім наслідком вологообміну, оскільки випадання опадів є одна з його ланок. Отже, він залежить від розташування джерел вологи (насамперед, океанів) щодо даного місця і від таких ланок вологообміну, як випар, стік, турбулентна дифузія водяної пари, конденсація. Але на режим опадів також впливають теплові умови підстилаючої поверхні й атмосфери, що створюються в процесі теплообігу. Від теплових умов залежить випар. Вони визначають близькість повітря до насичення і максимальне насичення, а відповідно, і водність хмар, визначають положення рівнів утворення й зледеніння хмар, а виходить, і випадання опадів.

Крім того, на вологовміст і на теплові умови повітря впливає адвекція вологи і тепла в загальній циркуляції атмосфери. Підйом повітря, потрібний для конденсації і, відповідно, для утворення хмар і випадання опадів, відбувається в основному в процесі загальної циркуляції атмосфери. Остання також бере участь у створенні кліматичного режиму опадів.

Саме внаслідок взаємного переплетення причин і наслідків дуже важко встановити найбільше раціональну послідовність у знайомстві з атмосферними процесами.

8.2 Географічні чинники клімату

Характеристики клімату, і їхній розподіл залежать від тих же географічних чинників клімату. Розглядаючи в попередніх розділах багаторічний режим радіації, температури, вологості, вітру, ми постійно зупинялися на географічній обумовленості їх добового і річного ходу, неперіодичної мінливості, просторовому розподілі. Тепер, підсумовуючи сказане, перерахуємо географічні чинники клімату і головні їхні ефекти.

Основними географічними чинниками клімату є: географічна широта; висота над рівнем моря; розподіл суші і води на поверхні земної кулі; орографія поверхні суші; океанічні течії; рослинний, сніговий і крижаний покрив. Особливе місце займає діяльність людського суспільства, яка у відомих межах також впливає на кліматотворні процеси і тим самим на клімат шляхом зміни тих або інших географічних чинників.

Географічна широта. Першим і дуже важливим чинником клімату є географічна широта. Від неї залежить зональність у розподілі елементів клімату. Сонячна радіація надходить на верхню межу атмосфери в суворій залежності від географічної широти, що визначає полуденну висоту Сонця і тривалість опромінення пори року. Поглинена радіація розподіляється набагато складніше, тому що залежить і від хмарності, і від альbedo земної поверхні, і від ступеня прозорості повітря; але визначене зональне тло є й у її розподілі.

По тій же причині зональність лежить і в основі розподілу температури повітря. Правда, цей розподіл залежить не тільки від поглиненої радіації, але і від циркуляційних умов. Але й у загальній циркуляції є визначений ступінь зональності (у свою чергу температури, що залежить від зональності в розподілі. Згадаємо, до речі, що такий чисто кінематичний чинник загальної циркуляції атмосфери, як коріолісів параметр, також залежить від географічної широти.

Висота над рівнем моря також є географічним чинником клімату. Атмосферний тиск із висотою падає, сонячна радіація й ефективне випромінювання зростають, температура й амплітуда її добового ходу, як правило, убують, масова частка водяної пари також убиває, а вітер досить складно змінюється по швидкості і напрямку.

Такі зміни відбуваються в атмосфері над рівнинною місцевістю, із великими або меншими збуреннями (пов'язаними з близькістю земної поверхні) вони відбуваються й у горах. У горах намічаються і характерні зміни з висотою хмарності й опадів. Опади, як

правило, спочатку зростають із висотою місцевості, але починаючи з деякого рівня, убувають. У результаті в горах створюється висотна кліматична зональність, про яку ще буде сказано нижче.

Отже, у тому самому гірському районі кліматичні умови можуть сильно розрізнятися в залежності від висоти місця. При цьому зміни з висотою набагато сильніше, ніж зміни із широтою в горизонтальному напрямку.

Висотна кліматична зональність. У зв'язку зі сказаним у попередньому розділі коротко розглянемо вертикальну, або висотну, кліматичну зональність. Це явище полягає в тому, що в горах зміни метеорологічних параметрів із висотою створює зміни всього комплексу кліматичних умов. Утворюються лежачі одна над одною кліматичні зони (або пояси) із відповідною зміною рослинності. Зміна висотних кліматичних зон нагадує зміну кліматичних зон у широтному напрямку. Різниця, однак, у тому, що для змін, що у горизонтальному напрямку відбуваються протягом тисяч кілометрів, у горах потрібна зміна висоти тільки на кілометри.

При цьому типи рослинності в горах змінюються в наступному порядку. Спочатку йдуть листяні ліси. У сухих кліматах вони починаються не від підніжжя гір, а з деякої висоти, де температура падає, а опади зростають настільки, наскільки це потрібно для зростання деревної рослинності. Потім йдуть хвойні ліси, чагарники, альпійська рослинність із трав і сланких чагарників. За сніговою лінією настає зона постійного снігу і льоду.

Верхня межа лісу в районах із сухим континентальним кліматом піднімається вище, ніж у районах із вологим океанічним кліматом. На екваторі вона досягає 3800 м, а в сухих районах субтропіків вище 4500 м. Від помірних широт до полярних межа лісу швидко знижується в зв'язку з тим, що зростання лісу обмежено середньою липневою температурою 10-12°C.

У тундрі лісів взагалі немає. Вся зміна висотних кліматичних зон у горах за полярним колом зводиться до зміни зони тундри на зону постійного морозу.

Межа землеробства в горах близька до межі лісу; у сухому континентальному кліматі вона проходить значно вище, ніж у морському. У помірних широтах ця межа - біля 1500 м. У тропіках і субтропіках польові культури доходять до висот біля 4000 м, а на Тибетському нагір'ї - навіть вище 4600 м.

Істотно, що при зміні висотних кліматичних зон зберігаються загальні закономірності клімату, властиві тій широтній зоні, у якій знаходиться дана гірська система. Так, вище снігової лінії в горах тропічної зони річна амплітуда температури залишається характерно малою; отже, клімат там аж ніяк не ідентичний клімату полярних областей.

Розподіл суші і моря є ефективним чинником клімату. Саме з ним зв'язаний розподіл типів клімату на морський і континентальний.

Центри дії атмосфери на багаторічних середніх картах тиску виявляють явний зв'язок із розподілом суші і моря: субтропічні зони високого тиску розриваються над материками влітку; у помірних широтах над материками яскраво виражене переважає високого тиску взимку і низького влітку. Це ускладнює систему циркуляції, а стало бути, і розподіл кліматичних умов на Землі.

Положення місця щодо берегової лінії саме по собі в сильному ступені впливає на режим температури (а також вологості, хмарності, опадів), визначаючи ступінь континентальності клімату. Потрібно, однак, пам'ятати, що справа не тільки у відстані від океану, але й в умовах загальної циркуляції. Остання може створювати винос морських повітряних мас далеко вглиб материка (або винос континентальних повітряних мас на океан) або, навпроти, виключати таку можливість.

Орографія. На кліматичні умови в горах впливає не тільки висота місцевості над рівнем моря. На них впливають також висота і напрямок гірських хребтів, експозиція схилів щодо сторін світу і переважаючих вітрів, ширина долин і крутість схилів і ін.

Ми знаємо, що повітряні течії можуть затримуватися і відхилятися хребтами, а фронти - деформуватися. У вузьких проходах між хребтами швидкість повітряних течій змінюється. У горах виникають місцеві системи циркуляції - гірсько-долинні і льодовикові вітри.

Над схилами, по-різному експонованими, створюється різний режим температури. Форми рельєфу впливають і на добовий хід температури. Затримуючи перенос мас холодного або теплого повітря, гори створюють більш або менше різкі поділи в розподілі температури у великому географічному масштабі.

У зв'язку з перетіканням повітряних течій через хребет, на навітряних схилах гір створюється збільшення хмарності й опадів. На підвітряних схилах, навпроти, виникають зони з підвищенням температури і зменшенням вологості і хмарності. Над горами виникають хвилясті збурення повітряних течій і особливі форми хмар. Над нагрітими схилами гір також збільшується конвекція і, отже, утворення хмар.

Багато з перерахованих явищ відбиваються й у багаторічному режимі клімату гірських районів і їхнього оточення.

Океанічні течії створюють особливо різкі розходження в температурному режимі поверхні моря і тим самим впливають на розподіл температури повітря і на атмосферну циркуляцію.

Усталеність океанічних течій приводить до того, що їхній вплив на атмосферу має кліматичне значення. Карти ізомал температури яскраво показують вплив теплого Гольфстріму на клімат східної частини північного Атлантичного океану і Західної Європи. Холодні океанські течії також визначаються середніх картах температури повітря відповідними збуреннями в конфігурації ізотерм - язиками холоду, направленими до південних широт.

Над районами холодних океанічних течій збільшується повторюваність туманів, як це особливо яскраво виявляється в Ньюфаундленді, де повітря може переходити з теплих вод Гольфстріму на холодні води Лабрадорської течії. Над холодними водами в пасатній зоні зникає конвекція і різко зменшується хмарність. Це у свою чергу є чинником, що підтримує існування так званих прибережних пустель.

Рослинний і сніговий покрив. Говорячи про температуру землі і повітря, ми відзначали вплив на них рослинного і снігового покриву. Досить густий трав'яний покрив зменшує добову амплітуду температури ґрунту і знижує її середню температуру. Отже, він зменшує і добову амплітуду температури повітря. Більш значний, своєрідний і складний вплив на клімат має ліс. Мабуть, над лісом може навіть зростати кількість опадів за рахунок збільшення жорсткуватості поверхні, над якою тече повітря.

Однак впливи рослинного покриву мають в основному мікрокліматичне значення, розповсюджуючись переважно на приземний шар повітря і варіюючи на невеликих просторах.

Сніговий (і крижаний) покрив зменшує втрати тепла ґрунтом і коливання її температури. Але сама поверхня покриву сильно відбиває сонячну радіацію вдень і сильно проохолоджується випромінюванням уночі, тому вона охолоджує і повітря, що знаходиться над нею. Навесні на танення сніжного покриву витрачається велика кількість тепла, що береться із атмосфери. Таким чином, температура повітря над сніговим покривом, що тане, залишається близькою до нуля. Над сніговим покривом часті і сильні інверсії температури, взимку пов'язані з радіаційним вихолодженням, весною - з таненням снігу. Над постійним сніжним покривом полярних областей навіть влітку часті інверсії або ізотермії.

Діяльність людини строго кажучи, не відноситься до географічних чинників клімату. Людина впливає на клімат тільки через господарську діяльність. Вирубка лісів, нераціональне розорювання земель, неврахування наукових даних і розумінь при побудові міст і промислових підприємств - все це погіршує кліматичні умови. Тільки тепер, хоча «псування» клімату і продовжується, поставлено питання про свідоме її поліпшення.

Вплив людини на клімат починається кілька тисяч років тому в зв'язку з розвитком землеробства. У багатьох районах для обробки землі знищувалася лісова рослинність, що приводило до збільшення швидкості вітру біля земної поверхні, деякі зміни режиму температури і вологості нижнього шару повітря, а також до зміни режиму вологості ґрунту, випару вологи і річкового стоку. У порівняно сухих областях знищення лісів часто супроводжується посиленням пилових буревіїв і руйнуванням ґрунтового покриву, що помітно змінюють природні умови на цих територіях. .

Більш істотний вплив на опади може зробити повне знищення рослинного покриву на деякій території, що неодноразово відбувалося в минулому в результаті господарської діяльності людини. Такі випадки мали місце після вирубки лісів у гірських районах зі слабо розвитим ґрунтовим покривом. У цих умовах ерозія швидко руйнує не захищений лісом ґрунт, у результаті чого стає неможливим подальше існування розвинутого рослинного покриву. Схоже положення виникає в деяких областях сухих степів, де природний рослинний покрив, знищений унаслідок необмеженого випасу сільськогосподарських тварин, не відновляється, у зв'язку з чим ці області перетворюються в пустелі.

Інший шлях впливу діяльності людини на клімат зв'язаний із застосуванням штучного зрошення. У посушливих районах зрошення використовується протягом багатьох тисячоріч, починаючи з епохи найдавніших цивілізацій, що виникли в долині Нілу і межиріччя Тигру й Євфрату.

Застосування зрошення різко змінює мікроклімат зрошуваних полів. Через значне збільшення витрати тепла на випар знижується температура земної поверхні, що приводить до зниження температури і підвищенню відносної вологості нижнього шару повітря. Проте така зміна метеорологічного режиму швидко загасає за межами зрошуваних полів, тому зрошення приводить тільки до змін місцевого клімату і мало впливає на метеорологічні процеси великого масштабу.

Інші види діяльності людини в минулому не робили помітного впливу на метеорологічний режим скільки-небудь великих просторів, тому донедавна кліматичні умови на нашій планеті визначалися в основному природними факторами. Таке положення початок змінюватися в середині XX століття через швидкий ріст чисельності населення й особливо через прискорення розвитку техніки й енергетики.

8.3 Кліматичні зони Землі

Широко відома класифікація кліматів Б.П. Алісова (рис. 8.1), побудована на генетичних принципах. На підставі цих принципів тип клімату розглядається як результат умов загальної циркуляції атмосфери. При цьому важливо, що загальна циркуляція помітно змінює границі кліматичних зон, що первинно зв'язані з радіаційними умовами, і створює розчленовування зони на кліматичні області. Виділення кліматичних зон зроблено по середнім (кліматологічним) положеннях головних фронтів тропосфери в екстремальні сезони року і, отже, по цілорічній чи сезонній перевазі повітряних мас.

У кожному широтному кліматичному поясі розрізняють чотири основних типи клімату: материковий, океанічний, західних і східних берегів. **В екваторіальних широтах** у порівнянні з більш високими широтами материковий тип клімату мало відрізняється від океанічного. Прихід сонячної радіації тут рівномірний протягом усього року.

В океанічному екваторіальному кліматі на відміну від материкового дощі і грози частіше проходять уночі. Це і зрозуміло, оскільки вночі тут температура водяної поверхні вище температури приземного шару повітря.

Клімат у поясі субекваторіальних мусонів формується під дією сезонного зсуву ПЗК. Зміна зимового і літнього повітряних плинів складає своєрідність сезонних змін. Влітку в південній чи північній півкулі в зв'язку зі зміною в розподілі атмосферного тиску екваторіальний мусон поширюється в тропічні широти. Зростає вологість повітря, зменшується добова амплітуда температури, починають випадати рясні дощі. Під час зимового мусону переважає тропічне повітря, вологість повітря зменшується, зростає добова амплітуда температури, знижується кількість опадів.

Повітряні маси тропічного пояса містять менше водяної пари, чим екваторіальні. Порозумівається це невеликим випаром на материках, а на океанах - стійкою стратифікацією пасатів (пасатною інверсією).

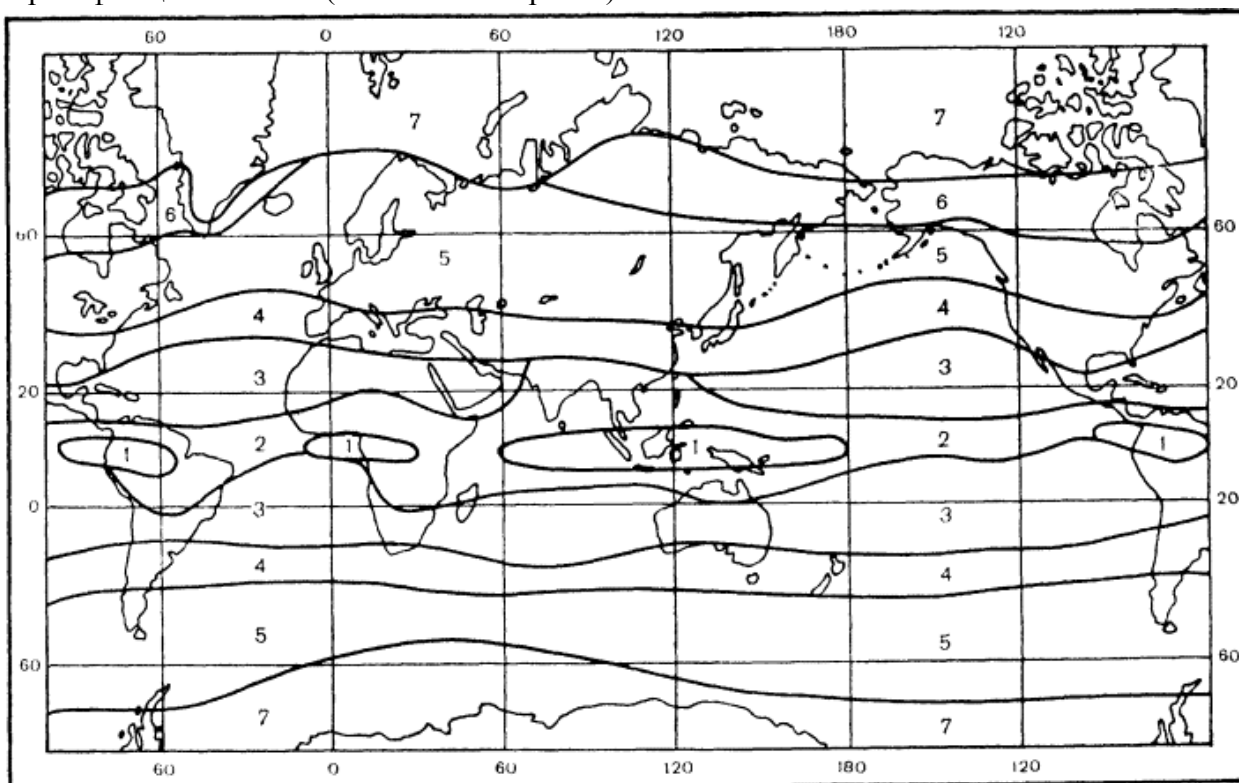


Рисунок 8.1– Кліматичні зони Землі (по Б.П. Алісову):

1 - екваторіальна, 2 - субекваторіальна, 3 - тропічна, 4 - субтропічна, 5 - помірна, 6 - субполярна, 7 - полярна.

Однак, від того, що тут велике відбиття від поверхні пустель, спостерігається велика сухість повітря, радіаційний баланс на материках складає тільки 30 % від сонячної радіації, що надходить. Радіаційний баланс поверхні океанів майже в 2 рази більше.

Для материкового тропічного клімату характерні сильна сухість, жарке літо, запиленість повітря більша, ніж на екваторі, річна, і особливо добова, амплітуда температури повітря (40°C) і поверхні ґрунту (80°C). По всій Сахарі узимку можливі слабкі морози з випаданням снігу при особливо потужних холодних вторгненнях. Влітку в цьому типі клімату зустрічаються найвищі на всій земній кулі денні температури повітря - близько 60° . Опади випадають украй рідко, але дощі можуть досягати великої інтенсивності і навіть викликати повінь. Причина бідності опадів - у далекості від центрів циклонічної діяльності й у підвищенні рівня конденсації. Сильно розвинуте фізичне

вивітрювання. Воно викликається контрастами температур і особливо вітром, що переносить великі тверді частки, які підсилюють руйнівну дію вітру на гірські породи.

Океанічний тропічний клімат відрізняється від екваторіального меншою хмарністю і стійкими пасатними вітрами. У зоні пасатів на океанах спостерігаються тропічні циклони і хоча вони порівняно рідкі, але представляють для цих широт типове кліматичне явище. Тропічний клімат західних узбереж материків характеризується перевагою припливу щодо холодного морського повітря на східній периферії океанічних антициклонів. Тут порівняно низька для тропічних широт температура (18-20°), дуже мала кількість опадів (менш 100 мм у рік) і висока вологість повітря. Це своєрідний клімат прибережних вологих пустель. Убога рослинність одержує вологу лише за рахунок густих прибережних туманів, а в горах - за рахунок рідких дощів із хмар, що набігають.

Клімат східних узбереж материків відрізняється від західних більш високою температурою повітря (20-25°), тому що тропічне повітря приходить сюди з екваторіальних широт, і великою кількістю опадів (800-1000 мм у рік), тому що пасатна інверсія тут виражена слабкіше. Рослинність на узбережжях, що попадають під дію пасатів західної окраїни антициклонів, представлена тропічними лісами, саванами чи степом у залежності від умов рельєфу і вітрової експозиції.

В позатропічних широтах зональні кліматичні розходження більш різкі, ніж у тропіках. Це зв'язано з ускладненням атмосферної циркуляції, посиленням широтних розходжень у приході-витраті сонячної радіації. Зі збільшенням географічної широти зростають і сезонні кліматичні розходження.

Клімат у субтропічному поясі узимку подібний із кліматом помірного пояса, улітку - із кліматом тропічного. Узимку тут переважають циклони. Влітку шляхи циклонів зміщуються в більш високі широти, на океанах розвиваються антициклони, а на материках - малорухомі термічні депресії (області зниженого тиску без атмосферних фронтів).

Материковий субтропічний клімат відрізняється жарким сухим летом і хитливою, досить холодною зимою. У зв'язку з тим, що влітку рівень конденсації розташовується дуже високо, хмари утворюються рідко. Велика частина сонячного тепла витрачається на нагрівання повітря. Середня температура літніх місяців 30° і більш. Узимку через циклони погода хитлива. Поряд з дощами можливі снігопади, супроводжувані іноді різкими похолоданнями. Однак стійкого снігового покриву не утворюється через часту адвекцію теплого повітря і випару снігу. Річна кількість опадів - близько 500 мм, але є області, де їх випадає менше 200 мм. Рослинність - сухі степи, напівпустелі і пустелі.

Субтропічний клімат західних узбереж материків характеризується помірно теплим (температура повітря в липні 22-24°), сухим сонячним летом і щодо теплою (температура повітря в січні 8-13°) дощовою зимою. Цей тип клімату часто називають середземноморським. За рік тут випадає 600-800 мм опадів, в окремих місцях під впливом рельєфу - більш 4 тис. мм. Улітку середземноморський клімат відрізняється деякою посушливістю. У результаті місцеві рослинні угруповання мають у своєму складі багато засухоустійких видів.

Клімат східних узбереж материків у субтропічному поясі мусонний. Він добре виражений тільки в північній півкулі. Для нього характерна холодна для цих широт і відносно суха зима і печеня вологе літо. Дія зимового континентального мусону особливо виражено на східному узбережжі Азії. У січні тут температура від'ємна, близька до 0°, в окремі дні вона може падати до -10°.

Для літнього мусону характерна висока відносна вологість повітря (80-85%), значна хмарність, що зменшує на 20% сумарну сонячну радіацію. Однак улітку середня місячна температура повітря досягає 20-25°. Річна сума опадів складає 1000-1500 мм. Максимум опадів в основному приходить на літо. Запізнювання літнього мусону чи перебої в його

розвитку приводять до посух на східних узбережжях континентів. Завдяки жаркому вологому літу тут багата рослинність.

У помірному кліматичному поясі зменшується радіаційний баланс, збільшуються сезонні розходження, відрізняються від тропічних широт умови циркуляції атмосфери. Особливого значення тут набуває циклонічна діяльність, підсилюється меридіональний обмін повітряними масами. У результаті виникає тимчасова і просторова мінливість усіх метеорологічних характеристик і погоди.

Материковий (континентальний) помірний клімат характерний для північної півкулі. Для нього типові холодна сніжна зима і тепле літо. Узимку всередині материків часто формуються антициклони. У цих антициклонах повітря сильно вихолоджується і поширюється на південь.

Особливо велике термічний вплив величезних просторів суші в умовах, де формується азіатський антициклон. В Азії навіть у південних районах помірного пояса середня добова температура повітря може знижуватися до мінус 30-40°. Величезний вплив на кліматичні процеси помірних широт робить сніжний покрив, що охороняє ґрунт від глибокого промерзання, створює запас вологи, використовуваний рослинами.

Улітку тут опадів випадає більше, ніж узимку. Річна їхня кількість у помірному континентальному кліматі змінюється в межах 300-600 мм. У надходженні опадів у внутрішні простори материків у помірних широтах спостерігається нерівномірність і мінливість. Посушливі роки чергуються з роками достатнього і навіть надлишкового зволоження. Материковий помірний клімат характеризується великою річною амплітудою температури (50-60°), значною міждобою її мінливістю.

Помірний клімат західних узбереж материків складається в основному під впливом західного переносу океанічного повітря на материк у циклонах і антициклонах. Циклонічна діяльність протягом усього року визначає мінливість погоди. Роль сонячної радіації через значну хмарність відступає на другий план.

Середня місячна температура повітря в зимові місяці додатна (від +1° на півночі до +5-6° на півдні). Влітку в північній півкулі 15-20°, у південному - близько 10°. Річна кількість опадів на рівнинах складає 500-600 мм, на гористих берегах може перевищувати 2 тис. мм.

На східних берегах материків у помірному поясі чітко виражений мусонний характер клімату. Улітку тут розвинута циклонічна діяльність, з якою пов'язані значна хмарність і опади, максимальна кількість яких приходить на цю пору року.

Узимку ж переважає антициклонічна циркуляція. По східній периферії континентальних антициклонів далеко на південь поширюється холодне повітря. Зима холодна, суха.

До півночі від помірного кліматичного пояса в північній півкулі і до півдня - у південній півкулі розташовуються перехідні до полярних областей субарктичний (материковий і океанічний) і субантарктичний (океанічний) клімати.

Найважливіша **особливість полярних областей** (арктичний і антарктичний кліматичні пояси) - полярний день і полярна ніч, а також наявність протягом цілого року снігового і крижаного покривів.

Велика відбивна і випромінююча здібності поверхні, що підстилає, призводять до того, що річні суми радіаційного балансу від'ємні, а влітку велика частина тепла витрачається на танення снігу і льоду.

Тому температура повітря залишається низкою. У Центральній Арктиці вона рідко піднімається вище 0°. У внутрішніх районах Антарктиди влітку - мінус 30-35°.

Материковий полярний клімат представлений в Антарктиді та в Арктиці - океанічний. В Антарктиді винятково сувора зима і холодне літо. Середня температура

повітря всіх місяців від'ємна. В внутрішніх районах Антарктиди зареєстрована найнижча для земної кулі температура повітря біля -90° .

Арктика тепліше Антарктиди, незважаючи на те, що поверхня океану в полярній області завжди покрита льодами. Океанські води дають додаткове тепло. А головне те, що майже вся Арктика знаходиться на рівні моря, в той час як Антарктида здіймається своїм льодовиковим куполом і горами до 5 тис. метрів.

Контрольні запитання

1. Приведеть розгорнуте визначення клімату.
2. Які процеси в атмосфері є кліматотворними?
3. Висотна кліматична зональність.
4. Вплив розподілу суші і моря та висоти над рівнем моря на клімат.
5. Вплив орографії на клімат.
6. Вплив океанічних течій на клімат.
7. Вплив рослинного і снігового покриву на клімат.
8. Вплив діяльності людини на клімат.
9. Особливості клімату в тропічних і субтропічних широтах.
10. Клімат помірного кліматичного поясу.
11. Клімат арктичного і антарктичного кліматичних поясів.

Лекція 12 Мікроклімат

Мікроклімат поверхневого шару повітря. Особливості мікроклімату лісу і міста.

8.4 Мікроклімат як явище поверхневого шару повітря

Під словом мікроклімат маються на увазі місцеві особливості клімату, що істотно змінюються вже на невеликих відстанях. У тому самому географічному районі з одним загальним типом клімату спостерігаються різні варіанти мікроклімату над близькими ділянками земної поверхні, різними по будові і властивостям. Над луками і сусіднім лісом, над ріллею і болотом, над рівним степом і в балці, поблизу озера й у віддаленні від нього атмосферні умови будуть у більшому або меншому ступені розрізнятися. Це значить, що в зазначених місцях при одному загальному типі клімату буде різний мікроклімат.

Мікрокліматичні розходження залежать від дрібномасштабних розходжень у будові і властивостях підстилаючої поверхні і її експозиції. Вони слабкі порівняно з тими особливостями клімату, що створюються впливом інших, великомасштабних географічних чинників.

Коли мова йде про такі великі об'єкти, як узбережжя або місто, іноді уникають користуватися терміном «мікроклімат» і говорять про місцевий клімат, однак точного кількісного розмежування цих термінів не існує. До явищ місцевого клімату варто віднести, наприклад, бризи, гірсько-долинні вітри та ін.

Термін клімат можна розуміти як клімат географічного ландшафту, обумовлений за показниками декількох станцій, розташованих у типових ділянках цього ландшафту (наприклад, клімат Південного берега Криму). Під місцевим кліматом можна тоді розуміти клімат визначеного географічного урочища даного ландшафту.

Отже, мікрокліматичні розходження залежать від неоднорідності підстилаючої поверхні на порівняно невеликих відстанях. Тому в основній своїй частині вони поширюються на шар повітря, найближчий до земної поверхні. Мікрокліматичні розходження температури і вологості можуть бути простежені і за показниками приладів у будках на стандартній висоті спостережень. Але значно яскравіше вони будуть виявлятися

в більш близькому до землі поверхневому шарі повітря. Навпроти, на висоті будки і вище вони будуть згладжуватись внаслідок перемішування повітря при вітрі. Тому для встановлення мікрокліматичних відмінностей і спостереження на різних висотах усередині поверхневого шару повітря. Деякою мірою мікроклімат ототожнюється з кліматом поверхневого шару повітря.

Цей нижній шар особливо цікавий у тому відношенні, що саме в ньому живуть польові, городні і багато садових культур. Але мікрокліматичні розходження можуть існувати в ослабленому ступені і на більш високих рівнях. Тому мікрокліматичні спостереження проводять і в шарах вище 2 м, до декількох десятків метрів. Під терміном «приземний шар» розуміють саме шар у декілька десятків метрів над землею поверхнею. Виявлення мікрокліматичних розходжень у такому шарі також може становити інтерес, наприклад, із погляду садівництва або лісового господарства: адже плодові або інші дерева можуть далеко виходити за межі 2-метрового шару.

У явищах місцевого клімату, таких, як бризи або гірсько-долинні вітри, зустрічається ще більше вертикальне поширення. Бризи, як ми вже знаємо, мають вертикальну потужність у сотні метрів.

8.5 Особливості температури і вітру у приземному шарі

Якими ж основними особливостями метеорологічного режиму володіє приземний шар повітря в порівнянні з шарами, що лежать вище?

Максимум температури безпосередньо над землею настає приблизно на 1 годину раніш, ніж у будці. Зниження температури в часі в приземному шарі спостерігається особливо в ясні ночі, коли земля сильно вихолоджується ефективним випромінюванням. Тому на ґрунті й у самому нижньому шарі повітря можуть спостерігатися заморозки, у той час як у будці температура залишається вище нуля.

У приземному шарі вночі легко створюється стійка стратифікація, що виключає можливість конвекції. Цілком звичайні при цьому інверсії температури: у будці температура вище, ніж у земній поверхні. Ріст температури найчастіше продовжується і над рівнем будки.

Вдень у сонячну погоду в приземному шарі, навпроти, спостерігається дуже сильний спад температури з висотою. Різниця між температурою біля земної поверхні і температурою в будці може скласти декілька градусів. При перерахуванні на одиницю висоти, рівну 100 м, утвориться величезне значення вертикального градієнту температури. У нижніх 30 см градієнт у літній полудень може доходити до 500 °C/100 м. Звичайно, у дійсності подібні градієнти мають місце тільки в нижніх десятках сантиметрів. Але їхня наявність створює самі сприятливі умови для виникнення конвекції. Чи одержить конвекція розвиток, що приводить до хмароутворення, залежить уже від розподілу температури в потужному шарі повітря, що лежить вище.

З сильною денною нестійкістю приземного шару пов'язані такі явища, як пилові вихори, тремтіння повітря, міражі. Останні два оптичних явища пояснюються приземними аномаліями у вертикальному розподілі щільності повітря.

Відомо, що вітер у всьому шарі тертя ослаблений у порівнянні з вільною атмосферою. Це ослаблення особливо велике в приземному шарі, а на самій земній поверхні швидкість вітру понижується до нуля. Таким чином, усередині приземного шару спостерігається швидкий ріст швидкості вітру з висотою. У різних випадках ріст відбувається по-різному в залежності насамперед від стратифікації атмосфери. Розподіл швидкості вітру з висотою в приземному шарі більш-менш близький до логарифмічного розподілу. Це значить, що спочатку, поблизу земної поверхні, швидкість вітру зростає з висотою швидко, але в міру збільшення висоти зростання швидкості стає усі повільніше.

Сильний вітер у приземному шарі повітря переносить пил, сніг і інші тверді частки і тим погіршує видимість у приземному шарі. Вітер у приземному шарі впливає також і на температурні умови. З посиленням вітру зростає турбулентність і, відповідно, збільшується тим самим теплообмін між ґрунтом і повітрям. Тому вдень температура земної поверхні при вітрі нижче, а уночі вище, ніж у тиху погоду.

8.6 Мікроклімат лісу

Вплив трав'яного покриву на умови в приземному шарі повітря, особливо на температуру, уже розглядалося в попередніх розділах. Тому про мікроклімат луків ми тут говорити не будемо. Розглянемо, однак, докладніше мікрокліматичні умови лісу.

Під пологом лісу створюється свій мікроклімат або місцевий клімат, істотно відмінний від умов у навколишній відкритій місцевості. Крізь крони лісу сонячна радіація проникає в ослабленому ступені; у густому лісі вся або майже вся радіація буде розсіяною, а інтенсивність її - малою. Відповідно убуває й освітленість під пологом лісу.

Роль діяльної поверхні в лісі переходить до крон. Температура вдень буде максимальної безпосередньо над кронами лісу. Тут вона значно вище, ніж на тому ж рівні у відкритій місцевості. Всередині лісу вдень (у літню пору) температура значно нижче, ніж над кронами. Вночі ж крони сильно охолоджуються випромінюванням, і тому максимум температури по вертикалі спостерігається в цей час на висоті 1-2 м над ними. Мінімум температури спостерігається не на рівні крон, а усередині лісу, так як холодне повітря стікає з висоти крон униз.

Звичайно, як радіаційний, так і тепловий режим у лісі залежить від віку і зімкнутості лісу, від порід дерев і інших біологічних чинників. Влітку в лісі вдень холодніше, ніж у полі, уночі тепліше. Узимку умови складніше, але в загальному різниця температур між лісом і полем майже відсутня. У середньому річному лісі декілька холодніше, ніж поле. Річні амплітуди температури в лісі трохи зменшені.

Відносна вологість у лісі підвищена в порівнянні з вологістю в полі на декілька відсотків. Улітку ця різниця найбільша, взимку вона майже відсутня. Як відносна, так і абсолютна вологість улітку найбільша в кронах дерев.

При зустрічі вітрового потоку з лісом повітря в більшій частині обтікає ліс зверху. Тому над кронами швидкість вітру сильніше, ніж на тій же висоті у відкритій місцевості. Усередині лісу, у міру видалення від узлісся, швидкість вітру зменшується. У вертикальному напрямку швидкість вітру особливо сильно убуває в межах крон. Під кронами вітер рівномірно слабкий, а в межах нижнього метра над земною поверхнею швидкість убуває до нуля.

Ліс випаровує не сильніше, а, мабуть, слабкіше, ніж добре розвинута лучна рослинність або польові культури. Однак випар із крон лісу відбувається більш тривалий час. Безпосередній випар із ґрунту в лісі невеликий; головну роль грає транспірація крон, а також випар опадів, затриманих кронами. Важливо, що ліс випаровує воду, отриману коренями дерев із досить глибоких горизонтів; тому верхній шар ґрунту в лісі більш вологий, ніж у полі.

У всякому разі, ліс не може істотно збільшувати внутрішній вологообмін і збільшувати кількість опадів, що випадають на суші. Але, мабуть, ліс може дещо збільшувати опади над даним лісовим районом і в його околиці іншим шляхом. Наприклад, збільшуючи шорсткість підстилаючої поверхні, ліс викликає підйом повітря, що переходить із поля на ліс, збільшує турбулентність, а тим самим підсилює і конденсацію. По деяких розрахунках, збільшення опадів лісом може складати десятки міліметрів за рік. Мабуть, відіграє роль не тільки загальна площа заліснення, але і протяжність лісових узлісь. Іншими словами, чим більш плямистий розподіл лісу, тим більше його вплив на випадання опадів.

Сніг розподіляється в лісі рівномірніше, ніж на відкритому місці, і щільність його в лісі менше внаслідок ослаблення тут вітру. Правда, у густих хвойних лісах багато снігу залишається на кронах дерев, а потім випаровується з них або зноситься вітром. Танення снігу в лісі уповільнено, а ґрунт під високим і пухким сніговим покривом промерзає на меншу глибину, ніж у полі

8.7 Мікроклімат міста

Велике сучасне місто сильно впливає на клімат. Воно створює свій місцевий клімат, а на окремих його вулицях і площах створюються своєрідні мікрокліматичні умови, обумовлені міською забудовою, покриттям вулиць, розподілом зелених насаджень і ін.

За рахунок збільшення мутності може втрачатися до 20 % сонячної радіації. Це зниження ще підсилюється високою забудовою у вузьких вулицях. Внаслідок тієї ж пелени диму і пилу на території міста знижене ефективне випромінювання, а відповідно, і нічне вихолоджування. З іншого боку, у місті до розсіяної радіації приєднується радіація, відбита стінами і бруківкою.

Дахи і стіни будинків, бруківка й ін., поглинаючи радіацію, нагріваються протягом дня сильніше, ніж ґрунт і тому віддають тепло повітрю, особливо ввечері. Тому температура повітря в містах у 70-80% випадках вище, ніж у сільській місцевості; у великих містах середні річні температури вище на 1 °С і більше. Особливо підвищує місто мінімальні температури. Різниця мінімальних температур на міській і заміській станціях може досягати декількох градусів. З ростом міста, тобто зі збільшенням його забудови, температура в місті зростає.

Випар, а відповідно, і вологість у місті зменшені внаслідок покриття вулиць і стоку води в каналізацію. Тому що територія міста нагріта більше, ніж навколишня місцевість, і має більшу шорсткість, над містом підсилюється конвекція і більше розвиваються хмари, що також зменшує число годин сонячного сяйва і кількість ясних днів. Спостерігається і збільшення опадів над містом.

Система міських вулиць і площ приводить до змін напрямку вітру в місті. Вітер переважно направляє уздовж вулиць. У загальному швидкість вітру в місті слабшає, але у вузьких вулицях підсилюється; на вулицях і перехрестях легко виникають пилові вихори і поземки.

У тиху антициклонічну погоду на перегрітій території міста спостерігається явище так званого міського бризу. Слабкі вітри спрямовані вдень від навколишньої місцевості до центру міста при посиленні висхідного руху повітря над містом. Якщо загальний перенос повітря досить сильний, це явище непомітно.

При стійкій стратифікації атмосфери, особливо при інверсіях температури, дим може накопичуватися в приземному шарі атмосфери в такій кількості, що робить шкідливу фізіологічну дію. Відоме задимлене повітря великих портових і промислових міст. Отруйні дими і гази, що є відходами виробництва, можуть накопичуватися в нижніх шарах, особливо якщо цьому сприяє рельєф місцевості, і приводить до масових отруєнь, як це траплялося, наприклад, у містах Рурської області.

Автомобільний транспорт вносить найбільший внесок у забруднення повітря міст. У Лос-Анджелесі, дуже великому місті з розвитою промисловістю і величезною кількістю автомобілів (понад 3 млн.), за добу надходить у повітря до 40 т твердих часток, 450 т окису сірки і 190 т окису азоту.

Тумани і смоги в містах. Під впливом домішок, концентрація яких у повітрі міст різко збільшена, у містах частіше (до 2-3 разів) спостерігаються погіршені умови видимості (менше 10 км) - явище називане серпанком. Вуглеводні й азотисті з'єднання, що викидаються в першу чергу автотранспортом, під впливом опромінення сонячною радіацією нерідко, особливо в низьких широтах, перетерплюють хімічні зміни і набувають

коричневого забарвлення. Так виникає явище, назване фотохімічним смогом, що робить особливо шкідливий вплив на людину (насамперед, на очі), тварин і рослинність.

У ряді міст США, Японії, Західної Європи, Туреччини й ін. фотохімічний смог спостерігається по декілька десятків днів у році (у Лос-Анджелесі, наприклад, у середньому 70 днів).

Широко поширена думка про те, що не тільки повторювальність серпанків, але і туманів у містах більше, ніж в округах. У дійсності, як впливає з аналізу спостережень, повторювальність туманів (метеорологічна дальність видимості в котрих, відповідно до визначення, менше 1 км) у великих містах не тільки не більше, але й істотно менше (до 2-3 разів), ніж у їхніх околицях. Підкреслимо, що мова йде про міста, у яких сформувався стійкий «острів» тепла з різницею температур повітря між містом і околицями в середньому більше 1 °С.

Таким чином, як дані спостережень за туманом, так і за дальністю видимості вказують на те, що у великому місті тумани і сильно погіршена видимість (котра й обумовлена переважно утворенням туману) спостерігаються до 2-3 разів рідше, ніж в околицях його.

Чим пояснюється це дещо парадоксальне (по традиційних уявленнях) явище?

Забруднення атмосфери міста, звичайно ж, сприяє погіршенню видимості. Однак під впливом домішок збільшується, як сказано вище, лише повторювальність серпанків і видимості від 1 до 10 км. Що стосується ядер конденсації (котрі, нібито, сприяють більш частому утворенню туманів у місті), те їх більш ніж досить в атмосфері не тільки міст, але і будь-якого іншого району Землі: навіть на невеликій частині ядер утворюються краплі. Відомо, далі, що вже при утворенні серпанку відбувається обводнювання ядер. При цьому, чим вище відносна вологість повітря, тим менше частка ядер конденсації в загальній масі капель (у тумані менше 0,1 %). Тиск насиченої пари над краплею радіусом більше 1 мкм (а в тумані такі краплі складають переважну більшість) практично не відрізняється від тиску насичення над плоскою поверхнею води. Умови існування і росту таких крапель визначаються зміною відносної вологості повітря, зокрема, під впливом температури.

В тому випадку, коли повітря на околицях міста досягло стана насичення, відносна вологість у місті складе 92-94 % при температурі в місті на 1 °С вище, ніж в околицях, і 84-88 % при різниці температур 2°С. Природно, що при такій вологості туман у місті відсутній, у той час як в околицях при цих метеорологічних умовах він утвориться. Для виникнення туману в місті температура повітря в околицях повинна впасти значно нижче точки роси. При цьому в околицях утвориться сильний (із великою водністю) туман, у місті ж - помірний або слабкий. Розсіюються в місті насамперед слабкі тумани.

Підкреслимо, що підвищення температури не робить помітного впливу на утворення туманів у тих містах, де різниця температур повітря між містом і околицями не перевищує декількох десятків частин градуса. У таких містах визначальний вплив на зміну умов видимості робить забруднення атмосфери.

Аналіз даних спостережень показав, що різниця температур повітря в місті й околицях змінюється в широких межах (від 12 до -9 °С), причому місто тепліше околиць (різниця температур більше нуля) у 70-80 % випадків; різниця температур більше вночі, ніж удень. Визначальну роль у формуванні острова тепла (область, що окреслюється ізолініями різниці температур повітря між містом і околицями) грає не тепло, що виділяється підприємствами, житловими будинками і транспортом (така думка достатня широко поширена і знайшла відбиток у літературі), а геофізичні чинники, у першу чергу зменшення ефективного випромінювання земної поверхні хмарою домішок і водяною парою, що утворюється при спалюванні різних видів палива. Відому роль грають поглинання сонячної радіації хмарою домішок, зміна режиму випару, альbedo поверхні (взимку - за рахунок забруднення снігу) і деякі інші чинники.

У містах переважають підняті інверсії температури, у сільській місцевості - приземні. Основна роль у створенні піднятих інверсій належить турбулентному обміну.

Контрольні запитання

1. Дайте визначення поняттю «мікроклімат». Коли цим визначенням доцільно користуватися?
2. Які особливості мікроклімату поверхневого шару повітря?
3. Особливості мікроклімату лісу.
4. Особливості мікроклімату міст.

9 КЛІМАТИЧНІ УМОВИ І РЕСУРСИ УКРАЇНИ

Лекція 13 Клімат України

Характеризуються основні кліматоутворюючі чинники території України, розподіл кліматичних показників, сезонність погодних умов, кліматичні ресурси, кліматичне районування України.

9.1. Радіаційні фактори клімату.

Кліматичні умови території України різноманітні. Головні особливості клімату формуються під дією радіаційних факторів, атмосферної циркуляції, змін на земній поверхні.

Відмінності в кількості променевої енергії Сонця, що надходить у географічну оболонку, є вихідним чинником різноманітності клімату. Тепло, яке надійшло на земну поверхню, витрачається на нагрівання ґрунту й атмосфери, випаровування води, танення снігу тощо. Одним із важливих радіаційних чинників є тривалість *сонячного саява*. Аналіз тривалості сонячного саява в окремих пунктах (табл. 9.1) свідчать про зонально-провінційний характер цього явища.

Таблиця 9.1 – Тривалість сонячного саява, годин

Метеостанція	Місяці												За рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Ковель	39	57	110	160	243	260	242	226	189	124	43	27	1720
Київ	42	64	112	162	257	273	287	252	189	123	51	31	1843
Конотоп	38	58	99	158	258	260	287	243	171	100	50	25	1747
Львів	58	67	116	167	238	239	253	227	191	139	52	45	1792
Вінниця	49	62	104	170	253	261	289	253	197	129	50	34	1851
Лубни	43	68	112	169	263	276	292	273	198	130	54	33	1911
Полтава	46	70	121	169	247	280	293	270	205	134	60	36	1931
Ужгород	52	67	141	215	256	249	285	261	222	166	61	35	2010

Берегове	59	66	158	199	229	251	282	264	227	167	70	42	2014
Одеса	70	80	143	208	277	305	349	322	250	175	69	60	2038
Херсон	63	83	145	199	278	300	350	321	244	173	76	54	2286
Асканія-Нова	59	81	146	204	279	306	348	322	246	174	76	52	2293
Клепінине	64	79	136	204	279	305	352	327	245	175	86	56	2305
Сімферополь	83	90	154	214	282	314	356	333	256	192	108	76	2458
Карабі-Яйла	97	104	152	211	271	304	342	325	251	192	121	83	2453
Нікітський сад	82	85	142	191	238	283	328	315	248	188	186	79	2287

Сумарна сонячна радіація впливає на стан земної поверхні й нижніх шарів атмосфери. Її надходження зумовлюється тривалістю дня, хмарністю і прозорістю атмосфери, висотою Сонця. Для території України характерний майже-широтний розподіл показників прямої і сумарної річної радіації (рис. 9.1). Отже, великий вплив на стан ландшафтів мають сезонні її показники. Так, взимку сумарна радіація на території України змінюється від 250 до 420 МДж/м². Найменшою на всій території України вона буває в грудні (60— 100 МДж/м²). Весною хмарність зменшується в напрямку на південний схід. У цей час зберігається зональний розподіл сум сумарної сонячної радіації. Влітку відмінності в надходженні радіації зумовлюються рельєфом, лісистістю, станом атмосфери в промислових районах, великих містах. Ізолінійний широтний характер сумарної радіації восени зумовлюється тим, що надходження тепла до поверхні не залежить від її фізико-географічних умов, а сніговий покрив ще не встановився. Його формування є важливим чинником показників альбедо.



із заходу в чому виявляється вплив Азорського максимуму

Рисунок 9.1 – Річний сумарний розподіл середніх багатолітніх значень радіації, МДж/м² взимку і восени їх швидкість зростає до 40 км/год при більших градієнтах атмосферного

тиску і температури. Важливою обставиною є також те, що циклони перетинають територію України швидше, ніж антициклони. Середньорічно дві третини днів припадає на антициклони з максимумом восени і мінімумом взимку. У формуванні погодних умов більше виявляється вплив антициклоніальних утворень. Місцеві циклони й антициклони виникають під впливом орографічних чинників.

Сезонні відмінності атмосферної циркуляції зумовлюються неоднаковою кількістю тепла, що надходить, особливостями останньої, характером атмосферних процесів. Так, взимку вплив радіаційного чинника ослаблюється через велику хмарність, невелику тривалість дня, малу висоту Сонця над горизонтом, міжширотний обмін повітря. Саме тому більшість циклонів надходить в Україну зимою. Із Арктики регулярно приходять антициклони, і з надходженням арктичних мас пов'язані різкі зниження температур, посилення вітру, заметілі. Взимку на територію України поширюється вплив відрогу *Сибірського антициклону*. В цей період на більшій частині території поширюється помірне континентальне повітря, встановлюється холодна погода із сильними північно-східними вітрами. Прихід морських тропічних мас із Середземномор'я, надходження західних і північно-західних, південних і південно-західних циклонів зумовлюють хмарну погоду, опади, відлиги, хуртовини, ожеледь.

Весною роль радіаційного чинника і підстилаючої поверхні збільшується, зменшуються температурні відмінності між суходолом і морськими акваторіями, посилюється вплив західних повітряних мас. Весною зростає вплив відрогу *Азорського антициклону*, чим зумовлюється тепла і сонячна погода. Літо на території України характеризується найбільшою кількістю сонячної радіації, на циркуляційні процеси істотно впливає характер земної поверхні. Рівнинність поверхні стимулює інтенсивну трансформацію повітряних мас. У цей період посилюється роль Азорського антициклону. Над територією України проходять антициклони, встановлюється широка смуга високого тиску, чим зумовлюються високі температури повітря, бездощова погода. Надходження літніх циклонів супроводжуються опадами, зливами, грозами, іноді градом. Із середини серпня характер атмосферної циркуляції змінюється. Вплив Азорського антициклону зменшується, натомість у жовтні — листопаді зростає роль відрогу *Сибірського антициклону*. Наростають температурні відмінності між акваторіями і суходолом, посилюються циклонічні процеси, частішають вторгнення арктичних холодних повітряних мас. За багаторічними даними в листопаді спостерігається перехід через 0°C , випадає сніг.

Земна поверхня як кліматоутворюючий фактор. Роль земної поверхні (рельєфу, водойм, стан ґрунту і рослинності, великі міста, промислові центри, видобування потужних родовищ корисних копалин), яка взаємодіє з радіаційними і циркуляційними чинниками, виявляється у зміні регіональних і місцевих кліматичних умов.

Рельєф впливає на формування хмарності, розподіл сонячної радіації. Так, взимку в Кримських горах, Українських Карпатах показники сумарної сонячної радіації є найбільшими і становлять $420\text{—}460\text{ МДж/м}^2$. Після сходу снігового покриву з квітня до вересня в горах хмарність досягає $6,5\text{—}7,5$ бала, зростає вплив снігового покриву, тому сонячна радіація зменшується до $1635\text{—}2095\text{ МДж/м}^2$. Коли з півночі надходить холодне арктичне повітря, гірські хребти захищають Закарпаття і Південний берег Криму. Для гірських схилів влітку характерні значні градієнти температур повітря, посилення висхідних рухів, конвективних процесів. Над гірськими пасмами створюються умови для зливових опадів, грозової діяльності, накопичення значної товщі снігу, проходження селів та ін. На кількість опадів у горах впливає орієнтація схилів стосовно руху атмосферних мас.

Великі водосховища й озера, заболочені масиви, річки впливають на кліматичні умови прибережних територій. Рослинність і ґрунтовий покрив впливають на величину

альбедо і поглиненої сонячної радіації. Свіжий сніг має відбивну здатність 80—90 %, а ліси, чорноземні ґрунти — лише 5—15%.

9.3 Розподіл кліматичних показників.

Температура повітря. *Показниками термічного режиму є середні температури повітря.* Характерною рисою їх річного ходу в Україні є незначні середньомісячні зміни в літні й зимові сезони, а також різкі зміни у весняний і осінній час. У річному ході температур спостерігається майже пряма кореляція із сумами сонячної радіації, що надходить на земну поверхню. Однак "зональний" розподіл температур порушується сезонними змінами атмосферної циркуляції та адвекцією повітря. Взимку на територію України надходять теплі повітряні маси з Атлантики, Середземномор'я, Чорного моря і поширюються на південно-західні райони. Тому січневі ізотерми тут і в північній частині і території прямують з північного заходу на південний схід і тільки на півдні мають близький до широтного напрямок. *Найнижчі середні січневі температури повітря* характерні для східних, північно-східних районів рівнинної частини території, Українських Карпат і становлять $-7...-8^{\circ}\text{C}$. Найвища середня місячна температура спостерігається на Південному березі Криму і становить $2-4^{\circ}\text{C}$. А на північній території країни середні січневі температури повітря коливаються від -4 до -6°C .

Починаючи з березня температура повітря зростає і в травні встановлюється літня погода. Підвищення температури повітря влітку зумовлюється надходженням сонячної радіації. *Найвищі середні температури* спостерігаються в липні. У їх розподілі територією є такі особливості: у зоні мішаних лісів і лісостепу вони становлять $+18...+20^{\circ}\text{C}$, у степовій зоні сягають $+21...+23^{\circ}\text{C}$. У Кримських горах і Українських Карпатах вони становлять відповідно $+16$ і $+14^{\circ}\text{C}$ на висотах до 1000 м (рис.3). За час із вересня до жовтня знижуються на $5-7^{\circ}\text{C}$. За даними спостережень, середні місячні температури відхиляються від середніх багаторічних. Річні й добові амплітуди температур повітря характеризують ступінь континентальності клімату України. На більшій частині її території з листопада до лютого спостерігається найменша добова амплітуда, яка становить $2-3^{\circ}\text{C}$. А найбільші добові амплітуди температури повітря характерні з квітня по вересень і коливаються від $10-12^{\circ}\text{C}$ на півдні до 4°C у гірських районах.

Екстремальними характеристиками термічного режиму є максимальні й мінімальні температури повітря. У просторі та часі вони дуже мінливі, що зумовлюється атмосферною циркуляцією та місцевими чинниками. Максимальні температури повітря в їх річному ході корелюють із середніми температурами. При надходженні влітку сухого континентального повітря помірних широт, тропічного повітря із Середньої Азії на території України формуються високі температури повітря, які сягають $+25^{\circ}\text{C}$ і вище. Найбільша повторюваність днів з високими температурами характерна для степової зони, Південного берега Криму, найменша — для західної частини зони мішаних лісів, лісостепу. Коли надходить континентальне арктичне повітря, температури різко знижуються. На розподіл мінімальних температур повітря істотно впливають місцеві умови — наявність річкових долин, улоговин, ущелин, в які опускається і де застоюється холодне повітря. Тому температура повітря на днищі долин може бути нижчою, ніж на схилі, вершині. Небезпечним явищем погоди в Україні є температури, які становлять -10°C і нижче. Вони зумовлюються надходженням холодного арктичного повітря, яке може поширюватися на всю територію України в разі впливу відрогів Сибірського антициклону.

Морозонебезпечними є північні й гірські райони України, де можливі весняні заморозки пізніше першого травня. А на більшій частині території вони закінчуються в останній декаді квітня. Небезпечними є ранні заморозки, які на більшій частині території фіксуються 15—20 вересня. Для північних і гірських районів тривалість безморозного

періоду становить 160 днів, на півдні він збільшується до 250 днів, а в теплі роки — до 270 днів.

Із середніми температурами повітря корелюють середні температури ґрунту. Так, середні температури ґрунту в січні коливаються від $-4... -8\text{ }^{\circ}\text{C}$ на північному сході до $0... +3\text{ }^{\circ}\text{C}$ на півдні. Влітку на більшій частині території температура ґрунту підвищується до $+25\text{ }^{\circ}\text{C}$, а найбільших показників досягає в липні — $+29\text{ }^{\circ}\text{C}$. При переході температури через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ґрунт промерзає. Глибина промерзання коливається в середньому від 50 до 100 см.

Режим зволоження. Основна маса вологи надходить на територію України з повітрям з Атлантичного океану і Середземного моря. *Середня річна кількість вологи* в атмосферному шарі в 7 км над територією України становить 15 кг/м^2 . На переважній території пружність водяної пари повітря становить 8—9 ГПа, вона зростає відповідно до ходу температури від зими до літа. У річному і добовому ході відносної вологості спостерігають особливості, протилежні ходові температури і вологості повітря. Так, відносна вологість влітку менша, ніж у зимовий період. Її максимум на більшій частині території України спостерігається в травні — липні й становить 30- 35 %, а в січні вона сягає 80 %. Характерно, що дні з відносною вологістю 80 % і більше (вологі дні) трапляються протягом усього року (табл. 2), але найбільше їх буває взимку. Загальною закономірністю є зменшення кількості вологих днів з північного заходу і півночі на південний схід і південь. Дні з відносною вологістю 30 % і менше бувають з квітня до вересня. Дефіцит вологості в річному ході подібний до ходу температури повітря: найбільший він у теплий період, найменший — у холодний

Опади. У розподілі річних сум опадів по території України спостерігається така закономірність: вони поступово зменшуються із заходу і північного заходу на південь і південний схід (рис.4). Це пов'язано з циклонічною діяльністю і надходженням повітряних мас. Територію України влітку охоплюють південні ділянки фронтів і атлантичних антициклонів, які переміщуються із заходу на схід. Зимові опади пов'язані з середземноморськими циклонами, що рухаються з Чорного моря на північ і північний схід. Річні суми опадів змінюються від 600 мм і більше на заході й півночі рівнинної частини України до 500—400 мм на півдні й південному сході. *Основна кількість опадів (75—85 % річної суми) на рівнинній території випадає протягом теплового періоду (з квітня до жовтня).* У цей час розподіл опадів територією подібний до річного і їх кількість зменшується від 500 до 200 мм з північного заходу на південний схід. Найменші суми опадів спостерігаються в січні — лютому, їх кількість збільшується з березня по липень. Найсухішим місяцем теплового періоду в Україні є вересень.

Наведені характеристики свідчать про те, що в Україні *річний хід опадів належить до континентального типу*: опадів більше випадає в теплий період року. Однак в окремі роки максимальні й мінімальні суми опадів можуть спостерігатися в інших місяцях. Найбільші місячні суми опадів перевищують середньомісячні їх показники вдвічі або втричі. Влітку і восени спостерігається найбільша мінливість опадів. Сніговий покрив в Україні найраніше формується в гірських районах і на північному сході (перша декада грудня). А в другій декаді грудня сніговий покрив спостерігається в лісостеповій зоні; на більшій частині території сніг наявний наприкінці листопада. У Закарпатті й Причорномор'ї сніг з'являється на початку грудня. В окремі роки сніговий покрив на території України з'являється на початку листопада. Стійким він буває 60—70 днів, а в окремі роки його тривалість може змінюватися від 20—30 до 130—160 днів. Найраніше сніг сходить у Причорномор'ї і Північному Криму (друга декада березня). У зоні мішаних лісів, гірських районах сніг розтає на початку квітня. Висота снігового покриву на більшій частині території в лютому становить 12—15 см, а в окремі зими сягає 50 см і більше. Від

запасів води в снігу та його танення залежать розміри і тривалість повені, запаси вологи в ґрунті та ін.

Вітровий режим на території України визначається змінами атмосферного тиску, трансформацією повітряних мас, циркуляційними процесами, орографією, розташуванням господарських угідь, населених пунктів, великих міст. Напрямок і швидкість вітру протягом року постійно змінюються залежно від впливу названих чинників. Аналіз річних розподілів свідчить про те, що найбільшу повторюваність мають вітри:

- 1) східні й західні, північно-східні й південно-західні — на сході України;
- 2) південні й західні — на сході й заході;
- 3) південно-західні й північно-східні — на Північно-Кримській низовині.

Сезонні зміни у вітровому режимі виявляються в тому, що взимку, коли посилюється вплив Сибірського антициклону, на сході, південному сході й півдні України ймовірність східних вітрів становить 50—60%; спостерігаються також південно-західні та західні вітри. На заході території досить часті західні й південні вітри. У північних районах напрям переважаючих вітрів мінливий. *Весною* посилюється роль радіаційного чинника, орографії, стану поверхні, тому в степовій зоні переважають східні вітри, на північ від неї — південно-східні. *Влітку* на території всієї України переважають вітри західних і північно-західних румбів. Для Азово-Чорноморського узбережжя влітку характерні бризи: нічні — з суші на море і денні — з моря на сушу. Вітровий режим гірських районів України зумовлюється напрямком, протяжністю й орієнтованістю схилів, чергуванням хребтів, улоговин і річкових долин, тому загальні чинники тут відіграють неосновну роль.

На території України середні швидкості вітру змінюються від 3 до 6 м/с. *Зональний вплив природних умов на швидкість вітру* виявляється в тому, що в зоні мішаних лісів, завдяки залісненості, середні швидкості є найменшими, а в лісостеповій і степовій зонах вони збільшуються. Високі швидкості вітру характерні для південно-східних районів, Донецької і Приазовської височин, гірських районів Українських Карпат і Криму, берегів морів і водосховищ. *Над містом* спостерігається тепловий купол з висхідними токами повітря, а вітри прямують від периферії до центру. Спостерігаються відмінності у швидкостях вітру в холодний і теплий періоди року. *Переважає середня швидкість вітру на території України — до 5 м/с.* На тлі загальної атмосферної циркуляції в певних фізико-географічних умовах виникають місцеві вітри: бризи, гірсько-долинні вітри, фени. Бризи особливо виявляються влітку, найбільше їх на Південному березі Криму. Найбільші швидкості бризових вітрів 6—7 м/с, а біля Євпаторії — 9 м/с. *Бризові вітри* проникають на сушу на 15—20 км, знижують температуру повітря, приносять прохолоду, збільшують вологість повітря

Контрольні запитання

1. Які особливості радіаційних і циркуляційних факторів клімату України?
2. Вплив фактору рельєфу на клімат України.
3. Розподіл температур по території України.
4. Режим зволоження території України.

Лекція 14 Особливості кліматичних ресурсів України

*Стихійні погодні явища на Україні. Сезонність погодних умов.
Кліматичні ресурси.*

9.4 Стихійні погодні явища.

Більше 50% території України потерпає від *посух*, які бувають один раз на 10—12 років. Великою є їх імовірність у південно-східних і південних районах. Протягом останніх 50 років посухи в Україні бувають кожні 3—4 роки. *Суховії* (сухі та спекотні вітри, відносна вологість повітря менше 30%, а температура повітря вища +25°C) спостерігаються в Україні переважно при антициклональній погоді в теплий період. Значна кількість днів із суховіями (15—25 днів) припадає на Херсонську, Миколаївську і Дніпропетровську області, Степовий Крим, східні райони Луганської і Донецької областей. На території України в середні. ньому на рік буває 10—25 днів із *сильними вітрами* (швидкість більше 25 м/с). Сильними вітрами зумовлюються *пилові (чорні) бурі*, що виникають при посушливій погоді, коли швидкості вітру збільшуються, і переносять пилуваті й піщані частки ґрунтів, ступінь зволоження яких малий (у шарі 0—25 см ґрунту вміст вологи становить 10—25 мм). Найбільше число днів з пиловими бурями буває в степовій зоні (25—40 днів), і виникають вони з березня по вересень. Перенос снігу сильним вітром зумовлює *хуртовини*. Найчастіше вони бувають на північному сході України (20—25 днів щорічно), а в напрямку на захід кількість днів з хуртовинами зменшується до 4—5. Окремі хуртовини тривають від 4—5 хв до 4 і більше діб, а найбільша їх тривалість припадає на січень — лютий. У поширенні гроз на території України спостерігаються такі особливості:

- 1) на її рівнинній частині в середньому за рік буває 25—30 днів з грозами;
- 2) менше їх на Азово-Чорноморському узбережжі, в долинах великих річок і водосховищах;
- 3) найбільша кількість днів з грозами фіксується в Українських Карпатах (від 35 днів у передгір'ях до 45 днів у горах);
- 4) грози спостерігаються з квітня по вересень, найбільше їх буває в червні — липні; однак у степовій зоні, Кримських горах максимум їх припадає на червень, а в зоні мішаних лісів, лісостепу, Донецькій височині, Українських Карпатах — на липень. Тут же спостерігається і найбільша тривалість грозових явищ за рік — 160 год. Найчастіше грози бувають з 14 до 16 години.

Випадання *граду* в Україні пов'язано з проходженням атмосферних фронтів. Найчастіше град випадає в Українських Карпатах і Кримських горах (4—6 днів у середньому на рік). На решті території середня річна кількість днів з градом становить 1—2.

В Україні бувають *радіаційні й адвективні тумани*. З року в рік їх повторюваність змінюється. Влітку спостерігаються переважно радіаційні тумани, які найгустіші о 4—6-й годині, розсіюються між 6-ю і 10-ю годинами, поновлюються о 18—20-й годині. Взимку частіше бувають адвективні, їх добовий хід більш вирівняний.

У холодний період року в Україні спостерігається *ожеледиця*. З жовтня по березень буває від одного до десяти днів з ожеледицею. На більшій частині території України спостерігається від 10 до 20 днів з *паморозю*, яка утворюється з листопада до березня.

Стихійні метеорологічні явища є складовою несприятливих (для господарства, людини) фізико-географічних процесів, яким у підручнику відведено окремий розділ.

9.5 Сезонність погодних умов.

У річному ході й розподілі кліматоутворюючих факторів, величин, стихійних явищ і процесів спостерігаються значні сезонні відмінності.

Літо починається з переходом середньодобової температури через 15°C, що відбувається у травні (початок) і першій декаді вересня (кінець літа). У формуванні погодних умов у літній сезон домінує радіаційний фактор, що пов'язано з найбільшою

висотою Сонця над горизонтом і найбільшою тривалістю дня та великими сумами сонячної радіації. Це зумовлює інтенсивний прогрів повітря і земної поверхні, розподіл температур, чому сприяють незначна циклонічна діяльність і посилення впливу Азорського антициклону. Тому нестійкі погодні умови спостерігаються на початку літа, а вже в середині літа термічний режим стає більш однорідним. Літо в Україні помірно тепле, іноді з відхиленнями: прохолодне або жарке, сухе.

Осінь настає у вересні й закінчується в листопаді з переходом середньої добової температури повітря через 0°C . Осінь триває в Україні 30—40 днів, вона коротша за зиму і літо, але триваліша, ніж весна. У цей період зменшуються показники радіаційного балансу і сумарної сонячної радіації, посилюється вплив атмосферної циркуляції. Погода нестійка, можливі повернення тепла в другій половині вересня, коли температури повітря можуть підвищуватися до 20°C . У другій половині осені буває хмарна і дощова погода, з частими туманами, обложними дощами. Помітно зменшуються тривалість дня і надходження сонячної радіації, відчувається вторгнення на Україну холодних арктичних мас повітря. Наприкінці вересня можливі перші заморозки.

Зима починається в листопаді, коли середньодобова температура повітря переходить через 0°C і стає від'ємною. Водночас надходять холодні повітряні маси, випадає сніг. Зимовий сезон закінчується у другій декаді березня. Погодні умови в цей час зумовлюються надходженням в Україну повітряних мас із Арктики, Атлантики, Середземномор'я, Євразійського материка. Вони часто змінюються завдяки інтенсивній циклонічній діяльності. Вторгнення холодних арктичних мас може супроводжуватися зниженнями температури повітря до $-20\ldots-35^{\circ}\text{C}$. Надходження теплих повітряних мас із Атлантики, Середземномор'я супроводжується короткими або тривалими відлигами. Зими бувають холодними або теплими, багато- або малосніжними. Зима тривала, але в цілому відносно тепла. Для території України характерна мінливість тривалості зими в різних регіонах. Нестійкі зими на заході, півдні України. Також в Україні можуть бути аномально теплі зими з відсутністю сталого снігового покриву, а також суворі зими з холодними погодами, відхиленням середніх температур повітря від норми на $6\text{—}9^{\circ}\text{C}$, зі зниженням температур в окремі дні до $-30\ldots-38^{\circ}\text{C}$. Під час зимових потеплінь можливі грози, які виникають на холодних фронтах. Тепла погода в першій половині березня, посилення циклонічної діяльності, відлиги, танення снігу, приліт птахів провіщають весну.

Весна настає після переходу середньодобової температури повітря через 0°C , з чого починається теплий період. На початку весни потепління змінюються похолоданнями, сухі погоди — дощовими. На територію України надходять південні й південно-західні циклони з теплими повітряними масами, зумовлюючи підвищення температури повітря і ґрунту, танення снігу, вегетацію рослин, зокрема озимини, приліт птахів, звільнення річок, озер, водосховищ від льоду. Почавшись на півдні, весна настає в північних районах України в середньому на 35 днів пізніше. В окремі роки початок весни може істотно змінюватися, відхилятися від середніх багаторічних. Початок теплого періоду року фіксується переходом середньої добової температури через $+5^{\circ}\text{C}$ у першій декаді квітня на більшій частині території України, а на півдні й Закарпатській низовині в третій декаді березня. Весною в природних і антропогенних ландшафтах відбуваються інтенсивні біотичні процеси.

9.6 Кліматичні ресурси.

Кліматичні ресурси характеризуються кількістю сонячного сяйва, тепла, вологи, вітровим режимом. Тепловий режим залежить від тривалості безморозного періоду та часу з температурами, що впливають на вегетацію сільськогосподарських культур. У їх розподілі простежуються зональні й регіональні відмінності (табл. 9.2).

Важливим кліматичним ресурсом є *атмосферні опади*, завдяки яким утворюються запаси вологи в ґрунті, що впливає на ріст рослин. У розподілі сум опадів (річних, за холодний і теплий періоди) спостерігається їх зменшення з півночі на південь і з північного заходу на південний схід на рівнинній частині, збільшення в гірських районах (табл. 9.3). Опади і волога, що потрапляють на поверхню землі (дощ, сніг, роса, іній, туман), не повністю проникають у ґрунт. З опадів весняного і літнього періодів до ґрунту потрапляє 20—30 % їх вологи, а з опадів холодного періоду в ґрунт проникає 20—30 % вологи на півночі, до 75 % вологи на півдні. Найбільші запаси вологи в ґрунті спостерігаються весною.

Таблиця 9.2 – Середня тривалість безморозного періоду та періодів з температурами повітря, що забезпечують вегетацію рослинності

Одиниці фізико-географічного районування	Середня тривалість безморозного періоду, днів	Середній багаторічний період (дні) з температурами повітря вищими за			
		0°C	+5°C	+ 10°C	+ 15°C
Мішанолісова зона	140—170	230—270	190—205	150—160	95—110
Лісостепова зона	150 — 180	230—275	190—210	155—170	100—125
Степова зона	150—225	230—240	190—245	160—195	115—145
Українські Карпати	110—190	240—195	180—240	125—190	30—140
Південний берег Криму	225—255	–	275—290	200—210	140—155

Таблиця 9.3 – Розподіл сум опадів по території України

Одиниці фізико-географічного районування	Середня багаторічна сума опадів, мм				
	За рік	Холодний період (XI—III)	Теплий період (IV—X)	Січень	Липень
Мішанолісова зона	510—610	150—195	355—490	25—35	65—105
Лісостепова зона	455—690	130—205	320—515	25—40	60—110
Степова зона	405—500	120—190	180—340	20—45	25—65
Українські Карпати	605—1410	130—525	405—1000	20—85	65—130
Південний берег Криму	425—635	300—400	225—240	55—95	30—40

Залежно від форми природокористування виділяють енергетичні, агрокліматичні, рекреаційні кліматичні ресурси.

Сонячна радіація та енергія вітру є *ресурсами геліотехнічних та вітрових електростанцій*. Використання сонячної енергії в Україні є ефективним протягом теплого періоду в лісостеповій і степовій зонах, на Південному березі Криму. Використання вітрової енергії сприятливе в зимовий і перехідні періоди в степовій зоні, Українських Карпатах і Кримських горах, на узбережжях водойм, коли середні швидкості вітру становлять 4—6 м/с.

Агрокліматичні ресурси характеризують запаси вологи в ґрунті, місячні суми температур повітря та атмосферних опадів за період інтенсивної вегетації, складові теплового балансу, суми атмосферних опадів за теплий і холодний періоди. Умови перезимування рослин визначаються температурним режимом повітря і ґрунту, характером снігового покриву — тривалістю його залягання і висотою, запасами води, особливостями сніготанення, відлигами та ін.

Рекреаційні кліматичні ресурси визначаються показниками, які зумовлюють сприятливість погодних умов для відпочинку, лікування, оздоровлення (тривалість комфортних теплових умов, можливість і тривалість прийняття сонячних і повітряних ванн, таласотерапія та ін.). Територія України має комфортні кліматичні умови, достатні рекреаційні кліматичні ресурси для розвитку рекреації в Українських Карпатах, Кримських горах, на узбережжях морів, озер, водосховищ, річок, пізнавального, екологічного, зеленого, спортивного та інших видів туризму.

Контрольні запитання

1. Які стихійні погодні явища виникають на Україні? Чим вони характеризуються?
2. Які сезони характерні для території України і які їх погодні особливості?
3. Які фактори відносяться до кліматичних ресурсів і які особливості вони мають на території України?

10 КОЛИВАННЯ КЛІМАТУ

Лекція 15. Коливання клімату

Характер вікових змін клімату: направлені зміни, коливання, циклічність - їх можливі причини. Клімат у геологічному минулому і його зміни за останні тисячоліття. Сучасні флуктуації клімату. Перспективи змін клімату з урахуванням антропогенного впливу. Можливості впливу на клімат. Загальні заходи по запобіганню та по боротьба з забрудненням атмосфери.

10.1 Зміни клімату в геологічному минулому

Немає сумніву, що протягом історії Землі разом із земною природою змінювався і клімат. Показниками цих змін є викопні флора і фауна, включаючи пилок доісторичних рослин, ознаки процесів вивітрювання і накопичення осадових відкладень у шарах, що відносяться до різних геологічних епох, і т.п. Зрозуміло тому, що питання, що відносяться до кліматів геологічного минулого, вирішуються на базі самої геології (і палеонтології).

Геологічні дані показують, що зміни клімату в минулому Землі були дуже глибокими. Ці зміни охоплювали сотні мільйонів років, протягом яких докорінно змінювалося положення на Землі: розташування суші і моря, орографія, розподіл океанічних течій, вулканічна діяльність, склад атмосфери й ін. С іншої сторони, могли змінюватися і космічні впливи на Землю.

Розглядаючи органічні і неорганічні копальневі як ознаки кліматів минулого, виходять із положення, що в минулому існували ті ж залежності флори, фауни, вивітрювання, ґрунтоутворення й ін. від клімату, які існують і у дійсному часі. Інтенсивне

накопичення морських вапнякових осаdів, наприклад, а також утворення коралових рифів у даний час відбувається в мілководних теплих морях. Виявлення великих і потужних товщ морських вапняків і коралових рифів у середніх широтах (наприклад, у Центральної Європи в шарах, починаючи з кембрію) говорить про більш теплий клімат, що існував у цих широтах у різні епохи життя Землі. У шарах бурого вугілля в Європі аж до верхнього міоцену виявляються залишки таких теплолюбних рослин, як віялові пальми. Утворення кам'яного вугілля відбувалося колись і в Антарктиді. Багатство викопних видів плазунів і їхні величезні розміри також є ознаками теплих кліматів. По розподілі викопних риб протягом третинного періоду можна зробити висновок про поступове похолодання протягом цього періоду.

Одним з ознак холодних періодів є слабке хімічне вивітрювання і, навпаки, що переважає фізичне вивітрювання з достатком уламкового матеріалу у відкладах. Особливо важливими показниками є характерні відкладення і форми ландшафту, зв'язані зі зледеніннями (моренні відкладення, викопні льоди), а також відповідна флора і фауна.

Найважливішою ознакою сухих (аридних) періодів є посилене відкладення солей (особливо якщо клімат також і жаркий). Пояси родовищ копальневих солей на Землі змінювали своє положення протягом геологічних епох. Пустелям минулого, як і сучасним пустелям, були властиві явища вивітрювання, переносу піску, дюноутворення і т.д. Ознаки таких явищ можна встановити й у геологічних шарах. Сухі періоди визначаються також по залишках сухолюбивої (ксероморфної) рослинності, по залишках степових тварин.

В вологих кліматах сильно хімічне вивітрювання. Тому ознаками вологих (і досить теплих) періодів у минулому є продукти хімічного вивітрювання в складі осадових порід, такі, як каолін, залізні, марганцеві і бокситові руди й ін. Важливими показниками таких кліматів є поклади торфу і кам'яного вугілля, а також залишки багатой деревної рослинності.

Є визначені геологічні ознаки розподілу вітру в минулі епохи, ознак гроз, сезонних змін клімату й ін. Для четвертинного періоду (плейстоцену), коли вже з'явилася людина, крім геологічних засобів дослідження кліматів минулого, застосовуються ще й археологічні. Геологічно встановлено, що в першій половині четвертинного періоду Сахара відрізнялася достатком осаdів і численних повноводних річок. Археологічні ж дослідження показують, що декілька сотень тисяч років тому Сахара була родючим населеним плато.

Існує ряд спроб реконструкції кліматів геологічного минулого. Найбільше розроблені уявлення про зміну кліматів у четвертинному періоді. Але в загальному уявлення про геологічні клімати носять дуже загальний характер.

Не будемо зупинятися на послідовності передбачуваних змін клімату протягом ряду геологічних періодів. Зауважимо тільки, що протягом останнього півмільярда або мільярда років клімат Землі в помірних і високих широтах в основному був більш теплим, чим у даний час. Льоди в полярних і середніх широтах протягом переважної частини зазначеного періоду були відсутні. Кліматична зональність тому не була виражена так контрастно, як тепер. Тропічна флора поширювалася далеко у високі широти.

Однак на основному тлі «нормального» теплогo клімату неодноразово відбувалися порівняно короточасні похолодання, що охоплюють сотні тисяч або мільйони років. У ряді випадків розвивалися зледеніння у високих і середніх широтах. Кліматична зональність у такі періоди підсилювалася, тобто поглиблювалися теплові й інші кліматичні розходження між високими і низькими широтами.

Останні декілька сотень тисяч років - четвертинний період - являються саме таким холодним періодом, протягом якого декілька разів розвивалися сильні зледеніння. Кліматичні умови істотно змінювалися й у рамках четвертинного періоду: льодовикові

епохи змінювалися міжльодовиковими. Але в цілому четвертинний період - холодний період в історії Землі.

Від початку першого зледеніння четвертинного періоду пройшло 600-700 тис. років. Останнє зледеніння закінчилося декілька десятків тисяч років тому. Тепер людство живе в післяльодовикову або міжльодовикову епоху. Однак великі площі Землі у високих широтах і зараз знаходяться під льодовиковим покривом (що зберігається, мабуть, у якості релікта). Клімат сучасної епохи варто відносити не до геологічного «норми», а все ще до холодного періоду.

10.2 Причини геологічних змін клімату

Про причини холодних періодів в історії Землі, і навіть останнього - четвертинного періоду, дотепер немає погоджених думок. Висувалось багато гіпотез. Указувалось, наприклад, на періодичні коливання елементів земної орбіти, завдяки чому повинна була змінюватися загальна кількість тепла, що приходить до Землі від Сонця. Це - зміна ексцентриситету земної орбіти з періодом біля 92 тис. років і зміна нахилу екліптики до екватора з періодом біля 40 тис. років. Сюди потрібно додати переміщення земної осі, що описує деяку конічну поверхню з періодом біля 21 тис. років. Зміни клімату в четвертинному періоді можуть бути поставлені в зв'язок із такими періодичними змінами в приході радіації, але не можуть пояснюватися тільки ними.

Предбачалося також, що сонячна стала істотно і періодично змінювалася протягом геологічного часу, тобто що Сонце поводитися, як перемінна зірка. Перевірити таку гіпотезу, однак, неможливо.

Предбачалося, що Земля в різні періоди свого життя проходила через області світового простору з різним вмістом міжзоряної речовини, що, по-різному поглинаючи сонячну радіацію, знову-таки змінювало опромінення Землі.

Тепер представляється більш ймовірним, що геологічної зміни клімату залежали не від змін у загальному потоці сонячної радіації, а від змін у сонячній активності, котрі якимось способом змінювали систему загальної циркуляції атмосфери. Перевірити, чи дійсно сонячна активність відчуває циклічні зміни, порівняні по тривалості з геологічними періодами, неможливо.

Геологічні зміни клімату зв'язувалися також із змінами утримання вуглекислого газу і вулканічного попелу в атмосфері, із змінами хмарності, із процесами усередині земної кори, із змінами солоності океанів і ін. Жодна з гіпотез не є досить достатньою для пояснення холодних або теплих періодів в історії Землі, хоча, може бути, деякі з передбачуваних причин внесли свій внесок у загальну картину змін клімату.

Більш реальними причинами змін клімату були, мабуть, зміни земної поверхні: зміна розмірів і взаємного розташування материків і океанів, гороутворення, підняття великих ділянок суші, зміна системи океанічних течій і ін. Зрозуміло, що в зв'язку з геоморфологічними змінами відбувалися зміни в складового теплового балансу земної поверхні, у загальній циркуляції атмосфери, умовах вологообігу, а отже, і в кліматі. Вірогідніше за все, сильні зміни клімату були результатом спільної дії як позаземних (зміни в припливі радіації до Землі та у сонячній активності), так і геоморфологічних чинників.

Зміни клімату, що відбувалися й історичний період, продовжуються і в даний час. Протягом декількох тисячоріч вони не могли бути настільки значними, як на протязі геологічних періодів, і виявити їх складніше. Але в історичний період до природних свідчень змін клімату, таким, як наступ і відступ льодовиків, ріст торфовищ, зміна стану озер і річок, накопичення стрічкових глин в озерах, зміна товщини річних кілець дерев, приєднуються ще археологічні дані, що показують умови життя і результати діяльності людей, що деякою мірою залежали від клімату.

Додаткові зведення про зміну клімату дають фольклорні і літературні пам'ятники, особливо літописи, що містять записи про видатні явища погоди і клімату, про стан річок, врожаї і т.п.

У останні два-три сторіччя починається епоха інструментальних метеорологічних спостережень, на початку ще дуже рідких і недосконалих. Для ряду станцій існують вікові ряди спостережень за температурою й опадами, тривалістю 100-200 років і більше.

Для Європи можна коротенько намітити таку послідовність змін клімату за останні декілька тисяч років. Протягом 5 тис. років до н.е. сухий і теплий клімат декілька разів змінювався більш вологим і прохолодним. Приблизно за 500 років до н.е. кількість осадів різко збільшилася і клімат став значно прохолодніше, ніж у попередні сторіччя. До початку нашої ери клімат став схожим на сучасний.

У XI-XIII сторіччях клімат Європи був більш м'яким і сухим, ніж на початку ери. Європейські льодовики в цей час мали мінімальне поширення, у Гренландії успішно розвивалося скотарство. У XV-XVI сторіччях знову намітилося значне похолодання, збільшилася льодовитість морів. З XVII в. до середини XIX в. клімат був холодним і вологим, льодовики наступали. Саме в цей період почалися інструментальні метеорологічні спостереження в Європі. З другої половини XIX в. намітився новий, досить крутий поворот у кліматичних умовах - почалося сучасне потепління.

Отже, зміни клімату за історичний період мали характер коливань із ритмічністю порядку декількох сторіч. На тлі вікових коливань відбувалися коливання більш короткочасні. У загальному за історичну епоху клімат можна вважати стійким, він лише коливався біля середнього рівня. За цей період не було таких істотних змін у розподілі суші і моря, в орографії, у розміщенні полюсів, що могли б мати значення для змін клімату. Тому можна впевнено зв'язувати історичні зміни клімату з чинниками позаземного походження, особливо зі змінами в сонячній активності. Починаючи з XVIII сторіччя ведуться кількісні визначення останньої (відносне число сонячних плям, а останнім часом і іншими показниками). Це дає можливість зіставляти сонячну активність з одночасними і наступними змінами метеорологічних розмірів і отримані зв'язки екстраполювати на минуле, з огляду на відомі ритми в сонячній активності.

Вказувалося також, що припливоутворююча сила, що залежить від положення Сонця і Місяця щодо Землі, досягає максимуму через неправильні проміжки часу із середнім періодом біля 1700 років. Ці коливання припливоутворюючої сили, можуть впливати на стан крижаного покриву полярних морів, а через нього і на циклонічну діяльність. Максимумам діяльності цієї сили повинні відповідати найбільше вологі періоди.

10.3 Сучасне потепління

Чергове коливання клімату убік потепління - так називане сучасне потепління дуже інтенсивне і спостерігається зараз на більшій частині земної кулі. Воно почалося біля 50-х або 70-х років XIX в. і підсилилося на початку XX в., особливо в 20-х роках. Найбільше теплим десятиліттям виявилися роки 1930-1939.

Льодовики в Норвегії й Альпах почали відступати ще в середині XIX сторіччя. У Східної Європі середні річні температури за період 1881-1915 рр. підвищилися на декілька десятих часток градуса в порівнянні з періодом 1854-1880 рр. У С-Петербурзі середня річна температура в 1801-1850 рр. складала 3,5 °С, а в 1921-1935 р. - вже 4,6 °С, причому це підвищення не залежало від росту міста, як показує порівняння з іншими станціями. Особливо потепліли зимові місяці (рис. 10.1). У зв'язку з цим у С-Петербурзі за сторіччя річна амплітуда температури зменшилася на 1,3 °С, клімат став менше континентальним.

У Західній Європі десятилітня середня температура зими до 1920 року виросла на 2,5 °С у порівнянні з кінцем XIX сторіччя, а середня річна температура - на 0,5 °С. Тут також почалися дуже м'які зими.

У Арктиці потеплення було ще значніше, ніж у помірних широтах. На Новій Землі середня річна температура за 1920-1935 рр. виявилася майже на 2 °С вище, ніж за 1876-1919 рр.

З 1910 по 1940 рр. середня річна температура повітря виросла в Гренландії більш ніж на 3 °С, а на Шпіцбергені, на півночі Азії і Північної Америки - більш ніж на 2 °С.

Ріст температур у XX в. спостерігався і на інших материках, і навіть в Антарктиді. Є підрахунки, відповідно до яких середня річна температура повітря для всієї Землі з 1880 р. підвищувалася щорічно на 0,01 °С. У загальному в зоні від 60 пн.ш. до 50 пд.ш. епоха 1921-1950 рр. виявилася на 0,4°С теплішою, ніж епоха 1891-1920 рр.

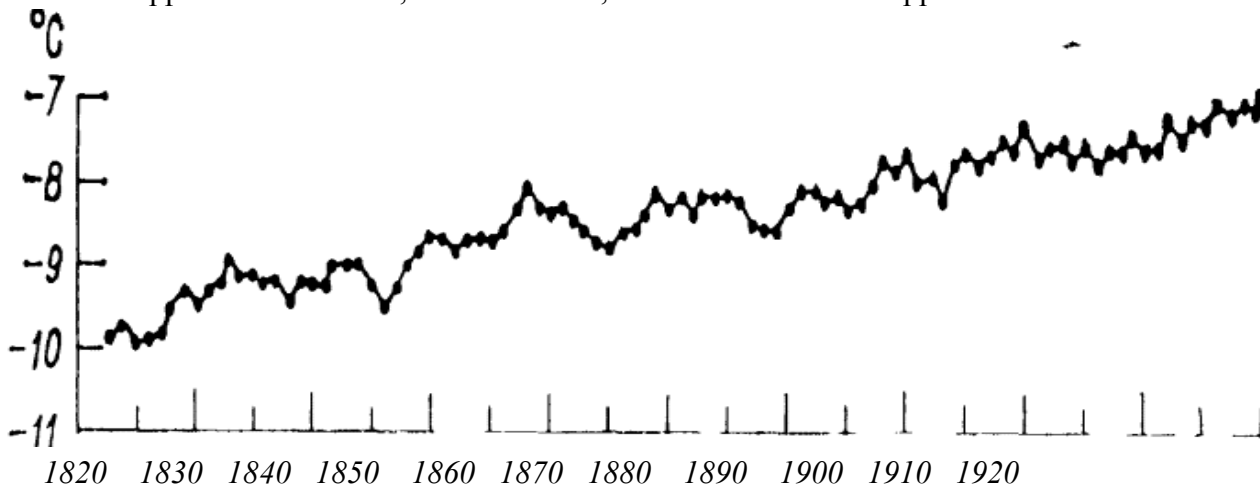


Рисунок 10.1 – Віковий хід середніх січневих температур повітря в С-Петербурзі за період 1820-1920 рр. по 10-літнім середнім.

Сучасне потеплення супроводжувалося істотними змінами в природі, із ним зв'язаними. У Ісландії звільнилися від льоду орні землі, що оброблялися 600 років тому, але з тих пір були сховані під льодовиковим покривом. На Шпіцбергені, у Гренландії, на Алясці виявлене різке відступання льодовиків. Різко зменшилася льодовитість полярних морів. Відбувалися міграції теплолюбних риб у більш північні води.

Безсумнівно, що і сучасне потеплення є лише коливання клімату. З 50-х років (а в Арктиці ще раніш) воно, мабуть, уже змінилося похолоданням.

10.4 Причини сучасних коливань клімату

Колівання клімату за останні сторіччя можна простежувати, по крайній мірі в Європі, інструментальним спостереженням. За декілька останніх десятиліть удалося зіставити зміни по синоптичних картах із змінами в загальній циркуляції атмосфери: у її характері (велика або менша зональність) і інтенсивності. Виявлені досить тісні зв'язки між коливаннями загальної циркуляції протягом десятиліть і коливаннями клімату за той же час. Можливо, їх удасться поширити і на коливання клімату за більш значний час і з великими періодами.

Однак встає питання про причини зазначених коливань загальної циркуляції. Ці причини зараз шукають переважно у впливі сонячної активності на атмосферу. Коливання сонячної активності в 11-и 80-літньому циклах можуть приводити до виникнення циклічності в циркуляції і кліматі. Можливо, що сюди приєднуються і періодичні зміни швидкості обертання Землі, які дещо змінюють коріолісову силу. Є думка, що вони створюють 250-літній цикл клімату. Сучасне потеплення в цьому випадку могло б бути

результатом накладення 80- і 250-літнього циклів сонячної активності, мінімуми яких збіглися в першій половині XX сторіччя.

Зв'язки між кліматом, загальною циркуляцією і сонячною активністю встановлюються тільки статистично. Ще цілком неясним залишається питання про те, яким шляхом зміни сонячної активності впливають на загальну циркуляцію атмосфери, який фізичний механізм цих впливів. Можна тільки сказати, що сонячна активність безсумнівно діє на фізичний стан верхньої атмосфери (іоносфери), про що вже говорилося. Але як саме ці верхні зміни впливають на загальну циркуляцію в тропосфері й у земної поверхні - ще не відомо.

Додамо, що сама атмосфера не є простим дзеркалом, що відбиває космічні впливи. Вона має можливості самостійного розвитку процесів, хоча б вони і почалися під впливом якогось зовнішнього імпульсу.

10.5 Про можливості поліпшення клімату

Вище говорилося, що існують можливості штучного впливу на мікроклімат, тобто на клімат приземного шару повітря. Змінюючи характер підстилаючої поверхні шляхом зрошення, насадження лісосмуг і тому подібних заходів, можна в певних межах змінювати метеорологічні характеристики приземного шару повітря навіть на великих просторах. Однак такі місцеві впливи не можуть внести корінних змін у клімат, що розуміється в широкому змісті цього слова. Клімат залежить не тільки від місцевого стану земної поверхні, але і від її стану на просторах планетарного масштабу, а також від загальної циркуляції атмосфери. Для його зміни у великих масштабах потрібно було б зробити великі зміни в таких географічних чинниках, як орографія, океанічні течії, крижаний покрив і т.д. Тільки таким шляхом можна було б змінити в значних масштабах характер теплообігу, вологообігу і загальної циркуляції, а відповідно і клімат.

Не бракує у фантастичних проектах зміни клімату саме шляхом великомасштабних змін на земній поверхні. Це проекти різного роду гребель у Світовому океані, що повинні змінити циркуляцію океанічних вод, а з нею й атмосферні умови; проекти знищення гірських хребтів або створення штучних заслонів для повітряних мас і т.п. Як правило, автори таких проектів не мають підстави стверджувати, що в результаті здійснення їхньої пропозиції дійсно відбудеться той ефект, що вони очікують. Навіть якщо робляться якісь розрахунки щодо зміни тих або інших елементів клімату в даному районі під безпосереднім впливом запропонованих заходів, то не враховується, які зміни відбудуться в інших елементах клімату й інших районів Землі і як вони у свою чергу вплинуть на клімат у даному районі.

Земна природа знаходиться в рухливій рівновазі, що установилася за довгу історію Землі, і порушення сформованих умов у якійсь одній природній ланці може привести до глибоких змін у всій системі. Безсумнівно, що великі зміни властивостей підстилаючої поверхні у великому районі змінять увесь механізм загальної циркуляції, причому дуже важко передбачити, як саме змінять. Може трапитися так, що при вигідній зміні клімату в однім районі або одній зоні в інших місцях Землі відбудуться шкідливі зміни.

Наведемо приклад. М.І. Будико показав, що якби постійний крижаний покрив арктичних морів був якось знищений, він уже не відновився б при сучасних кліматичних умовах. У Арктику влітку потрапляє багато сонячної радіації. Тут вона в більшій частині відбивається сніговим і крижаним покривом і йде на його часткове танення, що компенсується наступним зимовим наростанням. Але якби крижаний покрив арктичних морів був якось зведений, те поглинання радіації в Арктиці сильно збільшилося б і відбулося б сильне підвищення температур води і повітря не тільки влітку, але і взимку. У зв'язку з підвищенням температури мас арктичного повітря, що вторгаються в помірні широти, підвищилися б середні температури в помірних широтах.

Дуже вірогідно, що знищення крижаного покриву арктичних морів виявиться здійсненою задачею для техніки близького майбутнього. Але потрібно взяти до уваги, що зміна температури і зменшення зональних контрастів на Землі привело б до істотних змін загальної циркуляції атмосфери. А вони у свою чергу змінили б клімат, причому не тільки в цікавлячому нас районі. Ці зміни могли б бути зовсім небажаними з господарської точки зору.

Наприклад, при потепленні Арктики циклонічна діяльність могла б взагалі ослабнути в північній півкулі, а максимум її змістився б у більш високі широти. Це могло б привести до поширення зони субтропічних антициклонів на північ і до росту посушливості на півдні середніх широт. Потеплення Арктичного басейну могло б із часом привести і до знищення крижаного покриву Гренландії. При цьому рівень Світового океану підвищився б на 6 м, що створило б великі господарські затруднення і невігоди. У зв'язку з цим скажемо, що знищення крижаного покриву Антарктиди підвищило б рівень Світового океану на 60 м, а це було би катастрофою для людства.

Отже, навіть тоді, коли подібного роду планетарні перетворення земної поверхні стануть можливими, залишиться важкою задачею передбачити усі їхнього наслідки і потрібна буде найбільша обережність при їхньому здійсненні.

Контрольні запитання

1. Які зміни клімату відбувалися в геологічному минулому Землі?
2. Імовірні причини геологічних змін клімату Землі?
3. Які зміни клімату відбуваються останнє століття?
4. Причини сучасних коливань клімату.
5. Можливі наслідки від змін клімату в світі і на території України.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ І РЕКОМЕНДОВАНИХ ДЖЕРЕЛ

ОСНОВНІ ДЖЕРЕЛА

1. Метеорологія і гідрологія: підручник / під редакцією проф. Степаненка С.М. Одеса: ТЕС, 2008. 534 с.