

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ХАРКІВСЬКА НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ МІСЬКОГО ГОСПОДАРСТВА

І.Ю. Саратов, Д.В. Дядін

КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ

з навчальної дисципліни

“МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ”

(для студентів 2 курсу денної та 3 курсу заочної форм навчання
напряму 6.040106 «Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване
природокористування»)

**Харків
ХНАМГ
2009**

Саратов І.Ю. Конспект лекцій з навчальної дисципліни “Метеорологія і кліматологія” (для студентів 2 курсу денної та 3 курсу заочної форм навчання напряму 6.040106 «Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування») / Саратов І.Ю., Дядін Д.В.; Харк. нац. акад. міськ. госп-ва. – Х.: ХНАМГ, 2009. – 59 с.

Автори: І.Ю. Саратов,
Д.В. Дядін

Затверджено на засіданні кафедри інженерної екології міст (протокол № 1 від 4.09.2009 р.)

© Саратов І.Ю., Дядін Д.В., ХНАМГ, 2009

ЗМІСТ

1. ЗАГАЛЬНІ ВЛАСТИВОСТІ ТА СКЛАД АТМОСФЕРИ.....	5
Склад сухого повітря у земної поверхні.....	5
Зміна складу повітря з висотою.....	6
Розподіл озону в атмосфері.....	6
Рідкі і тверді домішки до атмосферного повітря.....	7
Серпанок, хмари, тумани	9
Тропосфера	10
Стратосфера і мезосфера.....	11
Іоносфера	12
Екзосфера.....	14
2. АТМОСФЕРНИЙ ТИСК ТА РУХ ПОВІТРЯ В АТМОСФЕРІ.....	15
Атмосферний тиск	15
Середній розподіл атмосферного тиску з висотою	17
Вітер. Швидкість вітру	18
Напрямок вітру.....	19
3. ВОДА В АТМОСФЕРІ.....	22
Вологообіг.....	22
Водяний пар в повітрі.....	22
Випаровування і насичення	24
Характеристики вологості.....	25
Вимірювання вологості повітря	27
Хмари	28
4. РАДІАЦІЙНИЙ І ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРІ.....	30
Температура повітря.....	30
Причини змін температури повітря	31
Тепловий баланс земної поверхні	33
Електромагнітне випромінювання.....	34
Промениста і теплова рівновага Землі.....	37

Спектральний склад сонячної радіації.....	37
Інтенсивність прямої сонячної радіації	39
Сонячна стала і загальний приплив сонячної радіації до Землі	40
Поглинання сонячної радіації в атмосфері	42
Розсіювання сонячної радіації в атмосфері.....	43
Відбиття сонячної радіації. Поглинена радіація. Альbedo Землі.....	45
5. ОСНОВІ КЛІМАТОЛОГІЇ.....	47
Кліматична система, глобальний і локальний клімат	47
Теплообіг, вологообіг і атмосферна циркуляція	49
Вплив географічної широти на клімат.....	50
Зміна клімату з висотою.....	51
Вплив розподілу моря і суші на клімат	52
Орографія і клімат.....	52
Океанічні течії і клімат.....	53
Вплив снігового і рослинного покриву на клімат	54
Принципи класифікації клімату	54
Мезоклімат. Клімат великого міста	55

1. ЗАГАЛЬНІ ВЛАСТИВОСТІ ТА СКЛАД АТМОСФЕРИ

Склад сухого повітря у земної поверхні

Атмосфера складається з суміші газів – повітря, в якій знаходяться в зваженому стані рідкі і тверді частинки. Загальна маса останніх незначна порівняно зі всією масою атмосфери.

Атмосферне повітря у земної поверхні, як правило, є вологим. Це означає, що до його складу, разом з іншими газами, входить водяний пар, тобто вода в газоподібному стані. Вміст водяного пару в повітрі змінюється в значних межах, на відміну від інших складових частин повітря: у земної поверхні вміст коливається між сотими долями відсотка і декількома відсотками. Це пояснюється тим, що за умов, що існують в атмосфері, водяний пар може переходити в рідкий і твердий стан і, навпаки, може поступати в атмосферу заново внаслідок випаровування із земної поверхні.

Повітря без водяного пару називають сухим повітрям. У земної поверхні сухе повітря на 99% складається з азоту (78% за об'ємом або 76% за масою) і кисню (21% за об'ємом або 23% за масою), які входять до складу повітря у вигляді двоатомних молекул (N_2 і O_2). 1 % доводиться майже цілком на аргон (Ar). Лише 0,08% залишається на вуглекислий газ (CO_2). Чисельні інші гази входять до складу повітря в тисячних, мільйонних і ще менших долях відсотка. Це криптон, ксенон, неон, гелій, водень, озон, йод, радон, метан, аміак, перекис водню, закис азоту та інші.

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

Процентний склад сухого повітря у земної поверхні дуже постійний і практично однаковий всюди. Істотно мінятися може лише вміст вуглекислого газу. У результаті процесів дихання і горіння його об'ємний вміст в повітрі закритих, погано вентильованих приміщень, а також промислових центрів може зростати у декілька разів – до 0,1–0,2%. Процентний вміст азоту і кисню змінюється дуже незначно.

Зміна складу повітря з висотою

Процентний вміст складових сухого повітря в декількох нижніх десятках кілометрів (до 100–120 км) з висотою майже не міняється. Повітря, що знаходиться в постійному русі, добре перемішується по вертикалі, і атмосферні гази не розшаровуються за щільністю, як це було б в умовах спокійної атмосфери (де доля легших газів повинна була б зростати з висотою).

Проте вище 100 км таке розшарування газів за щільністю починається і поступово збільшується з висотою. Приблизно до висоти 200 км переважаючим газом атмосфери залишається азот. Вище починає переважати кисень, причому кисень в атомарному стані: під дією ультрафіолетової радіації Сонця його двоатомні молекули розкладаються на заряджені атоми. Вище 1000 км атмосфера складається головним чином з гелію і водню, причому водень – також в атомарному стані, тобто у вигляді заряджених атомів, – переважає.

Процентний вміст водяного пару в повітрі також міняється з висотою. Водяний пар постійно поступає в атмосферу знизу, а поширюючись вгору конденсується, згущується. Тому пружність і щільність водяного пару зменшуються з висотою швидше, ніж пружність і щільність інших газів повітря. Загальна щільність повітря стає удвічі меншою, ніж у земної поверхні, на висоті більше 5 км, а щільність водяного пару в середньому зменшується вдвічі у вільній атмосфері вже на висоті 1,5 км і в горах на висоті 2 км. Тому і процентний вміст водяного пару в повітрі убуває з висотою.

На висоті 5 км пружність водяного пару і, отже, його вміст в повітрі вдесятеро менше, ніж у земної поверхні, а на висоті 8 км – в сто разів менше. Таким чином, вище 10–15 км вміст водяного пару в повітрі дуже малий.

Розподіл озону в атмосфері

У земної поверхні озон міститься в мізерних кількостях. З висотою його вміст зростає, причому не лише в процентному відношенні, але і по абсолютних значеннях. Максимальний вміст озону спостерігається на висотах 25–30 км; вище він убуває і на висотах близько 60 км сходиться нанівець.

Процес утворення озону з кисню відбувається в шарах від 60 до 15 км при поглинанні киснем ультрафіолетової сонячної радіації. Частина двоатомних молекул кисню розкладається на атоми, а атоми приєднуються до молекул, що залишилися, утворюючи трьохатомні молекули озону. Одночасно відбувається зворотний процес перетворення озону в кисень. У шари нижче 15 км озон заноситься з вище розташованих шарів при перемішуванні повітря.

Зростання вмісту озону з висотою практично не відзначається на частці азоту і кисню, оскільки, порівняно з ними, озону і у верхніх шарах дуже мало. Якби можна було зосередити весь атмосферний озон під нормальним тиском, він утворив би шар лише близько 3 мм завтовшки. Але і в такій мізерній кількості озон є важливим тому, що, сильно поглинаючи сонячну радіацію, він підвищує температуру тих шарів атмосфери, в яких він знаходиться. Ультрафіолетову радіацію Сонця з довжинами хвиль від 0,15 до 0,29 мк (один мікрон – тисячна доля міліметра) він поглинає цілком. Ця радіація має фізіологічно шкідливу дію, і озон, поглинаючи її, оберігає від неї живі організми на земній поверхні.

Рідкі і тверді домішки до атмосферного повітря

Окрім перелічених вище атмосферних газів, у повітря місцями можуть проникати інші гази, особливо сполуки, що виникають при згоранні палива (оксиди сірки, вуглецю, фосфору та ін.). Найбільш заражається такими домішками повітря великих міст і промислових районів.

До складу атмосфери входять також тверді і рідкі частинки, завислі в атмосферному повітрі. Окрім водяних крапельок і кристалів, що виникають в атмосфері при конденсації водяного пару, це пил ґрунтового і органічного походження; тверді частинки диму, сажі, попелу і крапельки кислот, що потрапляють в повітря під час лісових пожеж, спалюванні палива, вулканічних виверженнях; частинки морської солі, що потрапляють в повітря при розбризкуванні морської води під час хвилювання (зазвичай, через свою гігроскопічність, це не тверді частинки, а найдрібніші крапельки насиченого розчину солі у воді); мікроорганізми (бактерії); пилок, спори; нарешті, космічний пил, що потрапляє в

атмосферу (близько мільйона тонн в рік) з міжпланетного простору, а також що виникає при згоранні метеорів в атмосфері. Особливе місце серед атмосферних домішок займають продукти штучного радіоактивного розпаду.

Невелику частину перерахованих домішок складає крупний пил, з частинками радіусом більше 5 мк. Майже 95% частинок має радіуси менше 5 мк і до сотих і тисячних мікрона. Унаслідок таких малих розмірів вони можуть тривалий час знаходитися в атмосфері у завислому стані. Віддаляються з атмосфери вони головним чином при випаданні опадів, приєднуючись до крапельок і сніжинок. Є ряд методів і приладів для визначення їх вмісту в повітрі.

Всі ці так звані, аерозольні домішки, або аерозолі, в найбільшій кількості містяться в найнижчих шарах атмосфери: адже основне їх джерело – земна поверхня. Особливо забруднено ними повітря великих міст. Не кажучи про шкідливі газові домішки (SO_2 , CO і ін.), на кожний кубічний сантиметр повітря тут доводяться десятки тисяч аерозольних частинок, а за рік на кожний квадратний кілометр випадають з атмосфери сотні тонн аерозолів. У сільських місцевостях кількість частинок аерозольних домішок в приземному повітрі обчислюється лише тисячами на кубічний сантиметр, а над океаном – лише сотнями.

З висотою число завислих частинок швидко убуває; на висотах 5–10 км їх всього десятки на кубічний сантиметр.

Загалом, в атмосферному стовпі над кожним квадратним сантиметром земної поверхні міститься 10^8 – 10^9 аерозольних частинок. Загальна їх вага в атмосфері не менше 10^8 т. Це величезне число; але воно мале в порівнянні зі всією масою атмосфери, яка, як ми побачимо далі, визначається в $5 \cdot 10^{15}$ т.

Бактерії в центральних частинах океанів зустрічаються в кількості декількох одиниць на кубічний метр повітря; у великих містах їх вже тисячі і десятки тисяч в тому ж об'ємі.

Від кількості і роду аерозольних домішок залежать явища поглинання і розсіяння радіації в атмосфері, т. е. її велика або менша прозорість для радіації. Наявність зважених частинок створює в атмосфері також ряд оптичних явищ, властивих колоїдним розчинам.

Найбільш крупні аерозольні частинки, що володіють гігроскопічними властивостями, грають в атмосфері роль ядер конденсації, тобто центрів, до яких приєднуються молекули водяної пари, утворюючи водяні крапельки. Про це буде детальніше сказано в своєму місці.

Аерозольні домішки до повітря 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 в 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 і аномально червоне забарвлення зірок спостерігалися протягом багатьох місяців після вивержень. 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.

Серпанок, хмари, тумани

Крапельки і кристали, на відміну від порошинок, виникають в самій атмосфері при конденсації водяного пару і можуть зникати, не випадаючи, унаслідок випару. Якщо вони дуже розріджені і малі, то виявляються по деякому помутнінню повітря синюватого або сіруватого кольору – серпанку. Щільніші їх скупчення – хмари і тумани.

Крапельки хмар зазвичай дуже малі – від одиниць до десятків мікрон (тобто від тисячних до сотих доль міліметра) в діаметрі. У кожному кубічному сантиметрі хмарного повітря міститься декілька десятків або сотень крапельок. Це означає, що на один кубічний метр хмарного повітря доводиться всього декілька грамів або навіть доль грама рідкої води. Кристали в хмарах також в більшості дуже малі. Тому хмари можуть тривало стримуватися в атмосфері у завислому

стані внаслідок опору повітря і його висхідних рухів. Але в хмарах може відбуватися і укрупнення хмарних елементів; досягнувши певних розмірів, вони починають випадати з хмар у вигляді опадів – крапельок дощу, кристалів снігу і ін.

Хмари спостерігаються на різних висотах в межах нижніх 10–15 км, причому з висотою водність хмар (тобто вміст в них рідкої води на одиницю об'єму) убуває. Зрідка спостерігаються особливі дуже легкі хмари на висотах близько 20–25 км (перламутрові) і близько 75–90 км (сріблясті).

Часто хмароподібні скупчення крапельок і кристалів починаються від самої земної поверхні; у цих випадках вони називаються туманами.

Тропосфера

Атмосфера складається з декількох концентричних шарів, що відрізняються один від одного за температурними та іншими умовами. Нижня частина атмосфери, до висоти 10-15 км, в якій зосереджено 4/5 всієї маси атмосферного повітря, носить назву тропосфери. Для неї характерне зменшення температури з висотою в середньому на $0,6^{\circ}/100$ м (в окремих випадках розподіл температури по вертикалі варіює в широких межах). У тропосфері міститься майже весь водяний пар атмосфери і виникають майже всі хмари. Сильно розвинена тут і турбулентність, особливо поблизу земної поверхні, а також в так званих струменевих течіях у верхній частині тропосфери.

Висота, до якої тягнеться тропосфера, над кожним місцем Землі міняється день за днем. Крім того, навіть в середньому вона різна під різними широтами і в різні сезони року. В середньому річному тропосфера тягнеться над полюсами до висоти близько 9 км, над помірними широтами до 10–12 км і над екватором до 15–17 км. Середня річна температура повітря у земної поверхні близько $+26^{\circ}$ на екваторі і близько -23° на північному полюсі. На верхній межі тропосфери над екватором середня температура становить близько -70° , над північним полюсом – взимку близько -65° , а влітку близько -45° .

Тиск повітря на верхній межі тропосфери відповідно її висоті в 5–8 разів менше, ніж у земної поверхні. Отже, основна маса атмосферного повітря знахо-

диться саме в тропосфері. Процеси, що відбуваються в тропосфері, мають безпосереднє і вирішальне значення для погоди і клімату в земній поверхні.

Найнижчий, тонкий шар тропосфери, в декілька метрів (або десятків метрів) заввишки, що безпосередньо примикає до земної поверхні, носить назву приземного шару. Унаслідок близькості до земної поверхні фізичні процеси в цьому шарі відрізняються певною своєрідністю. Тут особливо різко виражені зміни температури протягом доби: у цьому шарі температура особливо сильно падає з висотою вдень і часто зростає з висотою вночі.

Шар від земної поверхні до висоти порядку 1000 м носить назву шару тропосфери. У цьому шарі швидкість вітру ослаблена порівняно з вище розміщеними шарами; ослаблена тим більше, чим ближче до земної поверхні.

Стратосфера і мезосфера

Над тропосферою до висоти 50–55 км лежить стратосфера, яка характеризується тим, що температура в ній в середньому зростає з висотою. Перехідний шар між тропосферою і стратосферою (завтовшки 1–2 км) носить назву тропопаузи.

Вище були наведені дані про температуру на верхній межі тропосфери. Ці температури характерні і для нижньої стратосфери. Таким чином, температура повітря в нижній стратосфері над екватором завжди дуже низька; притому влітку набагато нижче, ніж над полюсом.

Нижня стратосфера більш менш ізотермічна. Але, починаючи з висоти близько 25 км, температура в стратосфері швидко зростає з висотою, досягаючи на висоті близько 50 км максимальних, притому позитивних значень (від +10 до +30°). Унаслідок зростання температури з висотою турбулентність в стратосфері мала.

Водяного пару в стратосфері дуже мало. Проте на висотах 20–25 км спостерігаються інколи у високих широтах дуже тонкі, так звані перламутрові хмари. Вдень їх не видно, а вночі вони здаються такими, що світяться, оскільки освітлюються сонцем, що знаходиться під горизонтом. Ці хмари складаються з переохолоджених водяних крапельок. Стратосфера характеризується ще тим, що переважно в ній міститься атмосферний озон. З цієї точки зору вона може

називатися озоносферою. Зростання температури з висотою в стратосфері пояснюється саме поглинанням сонячної радіації озоном.

Над стратосферою лежить шар мезосфери, приблизно до 80 км. Тут температура з висотою падає до декількох десятків градусів нижче нуля. Унаслідок швидкого падіння температури з висотою в мезосфері сильно розвинена турбулентність. На висотах, близьких до верхньої межі мезосфери (75–90 км), спостерігаються ще особливого роду хмари, що також освітлюються сонцем вночі, так звані сріблясті. Наймовірніше, що вони складаються з крижаних кристалів.

На верхній межі мезосфери тиск повітря разів у 200 менший, ніж у земної поверхні. Таким чином, в тропосфері, стратосфері і мезосфері разом, до висоти 80 км, знаходиться більше ніж 99,5% всієї маси атмосфери.

Іоносфера

Верхня частина атмосфери, над мезосферою, характеризується дуже високими температурами і тому носить назву термосфери. У ній розрізняють дві частини: іоносфера, що тягнеться від мезосфери до висот порядку тисячі кілометрів, і над нею зовнішня частина – екзосфера, перехідна в земну корону.

Повітря в іоносфері надзвичайно розріджене. На висотах 300–750 км його середня щільність становить порядку 10^{-8} – 10^{-10} г/м³. 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 – понад 10 мільйонів (10^7). Це на декілька порядків більше, ніж вміст газів в міжпланетному просторі.

Іоносфера, як говорить сама назва, характеризується дуже сильним ступенем іонізації повітря. Вміст іонів тут у багато разів більше, ніж в шарах, що знаходяться нижче, не дивлячись на сильну загальну розрідженість повітря. Ці іони є в основному зарядженими атомами кисню, зарядженими молекулами окислу азоту і вільними електронами.

У іоносфері виділяється декілька шарів, або областей, з максимальною іонізацією, особливо на висотах 100–120 км (шар E) і 200–400 км (шар F). Але і в проміжках між цими шарами ступінь іонізації атмосфери залишається дуже

високим. Положення іоносферних шарів і концентрація іонів у них весь час міняються. Спорадичні скупчення електронів з особливо великою концентрацією носять назву електронних хмар.

Від ступеню іонізації залежить електропровідність атмосфери. Тому в іоносфері електропровідність повітря загалом в 10^{12} раз більше, ніж у земної поверхні. Радіохвилі з довжиною більше 20 м взагалі не можуть пройти крізь іоносферу: вони відбиваються вже електронними шарами невеликої концентрації в нижній частині іоносфери (на висотах 70–80 км). Середні і короткі хвилі відбиваються вище розміщеними іоносферними шарами.

Саме унаслідок відбиття від іоносфери можлива телекомунікація на коротких хвилях. Багатократне відбиття від іоносфери і земної поверхні дозволяє коротким хвилям зигзагоподібно поширюватися на великі відстані, огинаючи поверхню Земної кулі. Оскільки положення і концентрація іоносферних шарів безперервно міняються, міняються й умови поглинання, відбиття і поширення радіохвиль. Тому, для надійного радіозв'язку необхідне безперервне вивчення стану іоносфери.

У іоносфері спостерігаються полярні сьйва і свічення нічного неба – постійна люмінесценція атмосферного повітря, а також різкі коливання магнітного поля – іоносферні магнітні бурі.

Іонізація в іоносфері зобов'язана своїм існуванням дії ультрафіолетової радіації Сонця. Її поглинання молекулами атмосферних газів призводить до виникнення заряджених атомів і вільних електронів. Коливання магнітного поля в іоносфері і полярні сьйва залежать від коливань сонячної активності. Із змінами сонячній активності зв'язані зміни в потоці корпускулярної радіації, що йде від Сонця до земної атмосфери. А саме корпускулярна радіація має основне значення для вказаних іоносферних явищ.

Температура в іоносфері зростає з висотою до дуже великих значень. На висотах близько 800 км вона досягає 1000° .

Кажучи про високі температури іоносфери, мають на увазі те, що частки атмосферних газів рухаються там з дуже великими швидкостями. Проте щільність повітря в іоносфері така мала, що тіло, що знаходиться в іоносфері, наприклад су-

путник, що летить, не нагріватиметься шляхом теплообміну з повітрям. Температурний режим супутника залежатиме від безпосереднього поглинання ним сонячної радіації і від віддачі його власного випромінювання у довколишній простір.

Екзосфера

Атмосферні шари вище 800–1000 км виділяються під назвою екзосфери (зовнішньої атмосфери). Швидкості руху часток газів, особливо легких, тут дуже великі, а унаслідок надзвичайної розрідженості повітря на цих висотах частки можуть облітати Землю по еліптичних орбітах, не стикаючись між собою. Окремі частки можуть при цьому мати швидкості, достатні для того, щоб здолати силу тяжіння. Для незаряджених часток критичною швидкістю буде 11,2 км/сек. Такі особливо швидкі частки можуть, рухаючись по гіперболічних траєкторіях, вилітати з атмосфери в світовий простір, «вислизати», розсіюватися. Тому, екзосферу називають ще сферою розсіяння.

«Вислизанню» піддаються переважно атоми водню, який є переважаючим газом у найвищих шарах екзосфери.

Водень, що покидає екзосферу, утворює навколо Землі так звану земну корону, що тягнеться більш ніж до 20 000 км. Щільність газу в земній короні дуже мала. На кожний кубічний сантиметр тут доводиться в середньому всього близько тисячі часток. Але в міжпланетному просторі концентрація часток (переважно протонів і електронів) принаймні вдесятеро менше.

За допомогою супутників і геофізичних ракет встановлено існування у верхній частині атмосфери і в навколосемному космічному просторі радіаційного поясу Землі, що починається на висоті декількох сотень кілометрів і тягнеться на десятки тисяч кілометрів від земної поверхні. Цей пояс складається з електрично заряджених часток – протонів і електронів, захоплених магнітним полем Землі і рухомих з дуже великими швидкостями. Їх енергія – порядку сотні тисяч електрон-вольт. Радіаційний пояс постійно втрачає частки в земній атмосфері і поповнюється потоками сонячної корпускулярної радіації.

2. АТМОСФЕРНИЙ ТИСК ТА РУХ ПОВІТРЯ В АТМОСФЕРІ

Атмосферний тиск

Всякий газ чинить тиск на стінки, що обмежують його, тобто діє на ці стінки з якоюсь силою тиску, направленою перпендикулярно (нормально) до стінки. Числовою величиною цієї сили тиску, віднесеною до одиниці площі, і називають тиском. Тиск газу пояснюється рухами його молекул, тим «бомбардуванням», яким вони піддають стінки. При зростанні температури і при збереженні об'єму газу швидкості молекулярних рухів збільшуються і, отже, тиск зростає.

Якщо подумки виділити якийсь об'єм усередині атмосфери, то повітря в цьому об'ємі зазнає тиск ззовні на уявні стінки, що обмежують даний об'єм, з боку довколишнього повітря. Зі свого боку повітря зсередини об'єму чинить такий же тиск на довколишнє повітря.

Виділений об'єм може бути скільки завгодно малим і в крайньому випадку зводиться до крапки. Таким чином, в кожній точці атмосфери є певна величина атмосферного тиску, або тиску повітря.

Повітря в закритому (негерметично) приміщенні достатньо вільно вирівнює свій тиск із зовнішнім повітрям через пори і щілини в стінах, через вікна і так далі. Різниця між атмосферним тиском в приміщенні і під відкритим небом (на тому ж рівні), як правило, абсолютно незначна. Повітря в приміщенні стисле в тій же мірі, що і повітря на тому ж рівні зовні. Тому на метеорологічних станціях немає нужди поміщати барометри під відкритим небом – їх встановлюють усередині приміщення.

Атмосферний тиск можна виразити, наприклад, в грамах або кілограмах ваги на один квадратний сантиметр або метр. На рівні моря воно близьке до одного кілограма на квадратний сантиметр. У метеорології його виражають, проте, в інших одиницях.

З давніх пір прийнято виражати атмосферний тиск в міліметрах ртутного стовпа. Це означає, що тиск атмосфери порівнюють з еквівалентним йому тиском стовпа ртуті. Коли говорять, наприклад, що атмосферний тиск на земній

поверхні в даному місці дорівнює 750 мм, це означає, що стовп ртуті заввишки 750 мм давив би на земну поверхню так само, як давить повітря.

Вираження тиску в міліметрах ртутного стовпа з'явилося в метеорології не випадково. Воно пов'язане з пристроєм основного приладу для виміру атмосферного тиску – ртутного барометра. У цьому приладі атмосферний тиск врівноважується тиском стовпа ртуті; по змінах висоти ртутного стовпа можна судити про зміни атмосферного тиску.

Інший принцип виміру атмосферного тиску, що широко вживають в анероїдах, барографах, метеорографах, радіозондах, заснований на деформаціях пружної, порожньої всередині металеві коробки при змінах зовнішнього тиску на неї. Прилади цього типу потрібно тарувати (градувати) за показаннями ртутного барометра.

В даний час в метеорології тиск виражають в абсолютних одиницях – мілібарах (мб). Один мілібар – це тиск, з яким сила в 1000 дин тисне на площу в один квадратний сантиметр. Середній атмосферний тиск на рівні моря – 760 мм рт. ст. – дорівнює близько 1013 мб, а 750 мм рт. ст. еквівалентні 1000 мб. Таким чином, для переходу від величини тиску в міліметрах ртутного стовпа до величини в мілібарах потрібно тиск в міліметрах ртутного стовпа помножити на $4/3$; для зворотного переходу потрібно ввести множник $3/4$.

Зв'язок між двома вказаними одиницями тиску визначається таким чином. Маса стовпа ртуті заввишки 760 мм з поперечним перетином 1 см^2 при температурі 0° і щільності ртуті 13,595 дорівнює 1033,2 г. Вагу в динах, яку має ця маса, можна отримати, помноживши це число на прискорення сили тяжіння g , на рівні моря і під широтою 45° , яке дорівнює $980,6 \text{ см/сек}^2$. Звідси отримаємо тиск на 1 см^2 рівним $1013250 \text{ дин/сек}^2$. Називаючи мілібаром тиск, рівний 1000 дин/см^2 , знайдемо, що тиск ртутного стовпа в 760 мм заввишки дорівнює 1013,2 мб (при вказаних вище стандартних значеннях прискорення сили тяжіння і температури); тиск же 750,1 мм рт. ст. дорівнює 1000 мб.

Середній розподіл атмосферного тиску з висотою

Розподіл атмосферного тиску по висоті залежить від того, який тиск внизу і як розподіляється температура повітря з висотою. У багатолітньому середньому для Європи тиск на рівні моря дорівнює 1014 мб, на висоті 5 км – 538 мб, 10 км – 262 мб, 15 км – 120 мб і 20 км – 56 мб. Ці значення підтверджують висновок, який можна зробити з барометричної формули: тиск убиває приблизно в геометричній прогресії, коли висота зростає в арифметичній прогресії. На рівні 5 км тиск майже удвічі нижчий, ніж на рівні моря, на рівні 10 км – майже в чотири рази, на рівні 15 км – майже в 8 разів і на рівні 20 км – в 18 разів (Рис. 1). На висоті 100 км тиск вимірюється лише долями мілібара.

Тиск міняється не лише з висотою. На одному і тому ж рівні він не скрізь однаковий. Крім того, в кожній точці атмосфери тиск безперервно змінюється з часом; отже, безперервно міняється і розподіл його у всій атмосфері. Ясно, що зміни тиску в будь-якій точці пов'язані із змінами всієї маси повітря над цією точкою. А зміни маси повітря у свою чергу обумовлені рухом повітря.

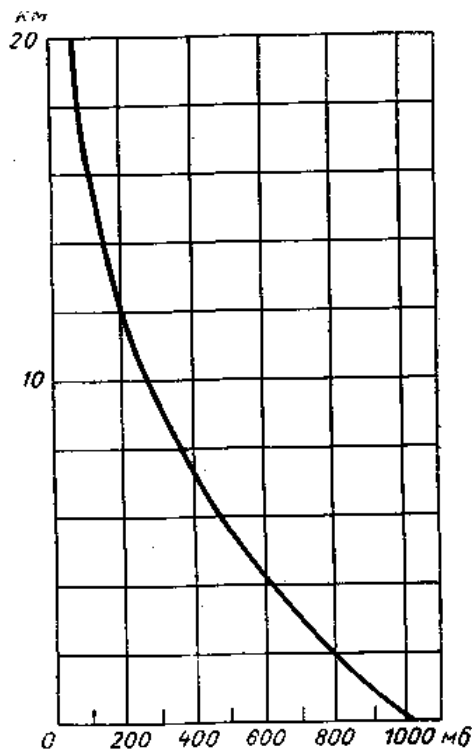


Рис. 1 Зміна атмосферного тиску з висотою.

Вітер. Швидкість вітру

Вітром називають рух повітря відносно земної поверхні, причому, як правило, мається на увазі горизонтальна складова цього руху. Проте інколи говорять про висхідний або про низхідний вітер, враховуючи також і вертикальну складову. Вітер характеризується вектором швидкості. На практиці під швидкістю вітру мається на увазі лише числова величина швидкості; саме її ми надалі називатимемо швидкістю вітру, а напрям вектора швидкості – напрямом вітру.

Швидкість вітру виражається в метрах в секунду, в кілометрах в годину (особливо при обслуговуванні авіації) і у вузлах (у морських милях в годину). Для переведення швидкості з м/с до вузлів, треба помножити число метрів в секунду на 2.

Існує ще оцінка швидкості (або, як прийнято говорити в цьому випадку, сили) вітру в балах, так звана шкала Бофорта, по якій весь інтервал можливих швидкостей вітру ділиться на 12 градацій. Ця шкала пов'язує силу вітру з різними його ефектами, такими, як ступінь хвилювання на море, коливання гілок і дерев, розповсюдження диму з труб і тому подібне. Кожна градація за шкалою Бофорта носить певну назву. Так, нулю шкали Бофорта відповідає штиль, тобто повна відсутність вітру. Вітер в 4 бали, по Бофорту називається помірним і відповідає швидкості 5–7 м/сек; у 7 балів – сильним, із швидкістю 12–15 м/сек; у 9 балів – штормом, із швидкістю 18–21 м/сек; нарешті, вітер в 12 балів по Бофорту – це вже ураган, з швидкістю понад 29 м/сек.

Розрізняють згладжену швидкість вітру за деякий невеликий період часу, протягом якого здійснюються спостереження, і миттєву швидкість вітру, яка взагалі сильно коливається і часом може бути значно нижче або вище згладженої швидкості. Анемометри зазвичай дають значення згладженої швидкості вітру, і надалі мова йтиме саме про неї.

У земної поверхні найчастіше доводиться мати справу з вітрами, швидкості яких порядку 4–8 м/сек і рідко перевищують 12–15 м/сек. Але все таки в штормах і ураганах помірних широт швидкості можуть перевищувати 30 м/сек, а в окремих поривах досягати 60 м/сек. У тропічних ураганах швидкості вітру доходять до 65 м/сек, а окремі пориви – до 100 м/сек. У маломасштабних вихо-

рах (смерчі, тромби) можливі швидкості і більше 100 м/сек. У так званих струменевих течіях у верхній тропосфері і в нижній стратосфері середня швидкість вітру за довгий час і на великій площі може доходити до 70–100 м/сек.

Швидкість вітру у земної поверхні вимірюється анемометрами різної конструкції. Найчастіше вони засновані на тому, що тиск вітру приводить в обертання приймальну частину приладу (чашковий анемометр, млинарський анемометр і ін.) або відхиляє її від положення рівноваги (дошка Вільда). За швидкістю обертання або величиною відхилення можна визначити швидкість вітру. Є конструкції, засновані на манометричному принципі (трубка Пито). Є ряд конструкцій самописних приладів – анемографів і (якщо вимірюється також і напрям вітру) анеморумбографів. Прилади для вимірювання вітру на наземних станціях встановлюються на висоті 10–15 м над землею поверхнею.

Напря́м вітру

Потрібно добре запам'ятати, що, кажучи про напрям вітру, мають на увазі напрям, звідки він дує. Вказати цей напрям можна, назвавши або точку горизонту, звідки дує вітер, або кут, що утворюється напрямом вітру з меридіаном місця, тобто його азимут. У першому випадку розрізняють 8 основних румбів горизонту: північ, північний схід, схід, південний схід, південь, південний захід, захід, північний захід – і 8 проміжних румбів між ними: північний північ-схід, північний схід-схід, південний схід-схід, південний південь-схід, південний південь-захід, південний захід-захід, північний захід-захід, північний північ-захід (Рис. 2). 16 румбів, що вказують напрям, звідки дує вітер, мають наступні скорочені позначення, українські і міжнародні:

Пн	N	Сх	E	Пд	S	Зх	W
ПнПнСх	NNE	СхПдСх	ESE	ПдПдЗх	SSW	ЗхПнЗх	WNW
ПнСх	NE	ПдСх	SE	ПдЗх	SW	ПнЗх	NW
СхПнСх	ENE	ПдПдСх	SSE	ЗхПдЗх	WSW	ПнПнЗх	NNW

Виголошується: N – норд, E – ост, S – зюйд, W – вест.

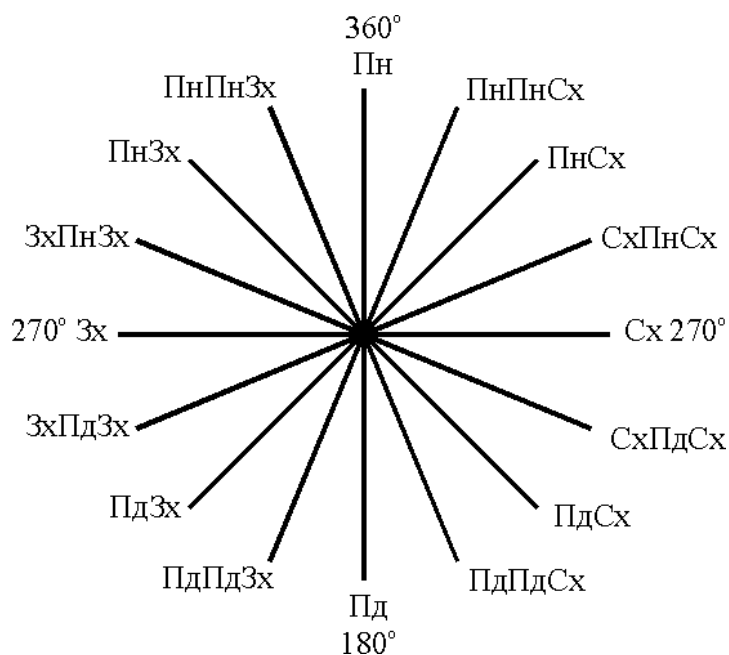


Рис. 2 Румби горизонту

Якщо напрям вітру характеризується його кутом з меридіаном, то відлік ведеться від півночі за годинниковою стрілкою. Таким чином, півночі відповідатиме 0° (360°), північному сходу 45° , сходу 90° , півдню 180° , заходу 270° . При спостереженнях над вітром у високих шарах атмосфери напрям його, як правило, вказується в градусах, а при спостереженнях на наземних метеорологічних станціях – в румбах горизонту.

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

Так само як і для швидкості, розрізняють миттєвий і згладжений напрям вітру. Миттєві напрями вітру значно вагаються біля деякого середнього (згладженого) напрямку, який визначається при спостереженнях по флюгеру.

Проте і згладжений напрям вітру в кожному даному місці Землі безперервно міняється, а в різних місцях в один і той же час воно також різне. У одних місцях вітри різних напрямів мають за довгий час майже рівну повторюваність, в інших – добре виражене переважання одних напрямів вітру над іншими про-

тягом всього сезону або року. Це залежить від умов загальної циркуляції атмосфери і частково від місцевих топографічних умов.

При кліматологічній обробці спостережень над вітром можна для кожного даного пункту побудувати діаграму, що є розподілом повторюваності напрямів вітру по основних румбах, у вигляді так званої рози вітрів. Від початку полярних координат відкладаються напрями по румбах горизонту (8 або 16) відрізками, довжини яких пропорційні повторюваності вітрів даного напрямку. Кінці відрізків можна з'єднати ламаною лінією. Повторюваність штилів вказується числом в 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 вітрами кожного напрямку.

3. ВОДА В АТМОСФЕРІ

Вологообіг

Окрім теплообігу, між атмосферою і земною поверхнею відбувається постійний зворот води, або вологообіг. З поверхні океанів і інших водоймищ, вологого ґрунту і рослинності в атмосферу випаровується вода, на що витрачається велика кількість тепла з ґрунту і верхніх шарів води. Водяний пар – вода в газоподібному стані – є важливою складовою частиною атмосферного повітря.

За умов, що існують в атмосфері, водяний пар може зазнавати і зворотне перетворення: він конденсується, згущується, внаслідок чого виникають хмари і тумани. У процесі конденсації в атмосфері звільнюються великі кількості прихованого тепла. З хмар за певних умов випадають опади. Повертаючись на земну поверхню, опади тим самим врівноважують випар в цілому для всієї Земної кулі.

Кількість випадних опадів і їх розподіл по сезонах впливають на рослинний покрив. Від розподілу і коливання кількості опадів залежать також умови стоку, режим річок, рівень озер та інші гідрологічні явища. Від більшої або меншої висоти снігового покриву залежать промерзання ґрунту і режим вічної мерзлоти.

Водяний пар в повітрі

Процентний вміст водяного пару у вологому повітрі в земної поверхні складає в середньому від 0,2% в полярних широтах до 2,5% в екватора, а в окремих випадках вагається майже від нуля до 4%. У зв'язку з цим стає змінним і процентне співвідношення інших газів у вологому повітрі. Чим більше в повітрі водяної пари, тим менша частина його об'єму доводиться на постійні гази за тих же умов тиску і температури.

Водяний пар безперервно поступає в атмосферу шляхом випаровування з водних поверхонь, з вологого ґрунту і шляхом транспірації (з рослин), при цьому в різних місцях і в різний час він поступає в різних кількостях. Від земної

поверхні він поширюється вгору, а повітряними течіями переноситься з одних місць Землі до інших.

У атмосфері може виникати стан насичення. У такому стані водяний пар міститься в повітрі в кількості, гранично можливій при даній температурі. Водяну пару при цьому називають таким, що насичує (або насиченим), а повітря, що містить його, насиченим.

Стан насичення зазвичай досягається при пониженні температури повітря. Коли цей стан досягнутий, то при подальшому пониженні температури частина водяного пару стає надлишковою і конденсується, переходить в рідкий або твердий стан. В повітрі виникають водяні крапельки і крижані кристали хмар і туманів. Хмари можуть знову випаровуватися; у інших випадках крапельки і кристали хмар, укрупнюючись, можуть випадати на земну поверхню у вигляді опадів. Унаслідок всього цього вміст водяного пару в кожній ділянці атмосфери безперервно міняється.

З водяним паром в повітрі і з його переходами з газоподібного стану в рідкий і твердий пов'язані найважливіші процеси погоди і особливості клімату. Наявність водяного пару в атмосфері істотно позначається на теплових умовах атмосфери і земної поверхні. Водяний пар сильно поглинає довгохвильову інфрачервону радіацію, яку випромінює земна поверхня. У свою чергу і сам він 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 із земної поверхні витрачаються великі кількості тепла, а при конденсації водяного пару в атмосфері це тепло віддається повітрю. Хмари, конденсації, що виникають в результаті, відображають і поглинають сонячну радіацію на її дорозі до земної поверхні. Осідання, випадні з хмар, є найважливішим елементом погоди і клімату. Нарешті, наявність водяного пару в атмосфері має велике значення для фізіологічних процесів.

Випаровування і насичення

Водяний пар безперервно поступає в атмосферу унаслідок випаровування з поверхонь водоймищ і ґрунту і унаслідок транспірації. Випаровування, на відміну від транспірації, називають ще фізичним випаровуванням, а випаровування і транспірацію разом – сумарним випаровуванням.

Процес випаровування полягає в тому, що окремі молекули води відриваються від водної поверхні або від вологого ґрунту і переходять в повітря як молекули водяної пари. В повітрі вони швидко поширюються вгору і в сторони від джерела випару. Це відбувається частково унаслідок власного руху молекул; в цьому випадку процес поширення молекул газу на можливо більший простір називається молекулярною дифузією. До молекулярної дифузії в атмосфері приєднується ще і поширення водяного пару разом з повітрям: у горизонтальному напрямі з вітром, тобто із загальним перенесенням повітря, а у вертикальному напрямі шляхом турбулентної дифузії, тобто разом з турбулентними вихорами, що завжди виникають в рухомому повітрі.

Але одночасно з відривом молекул від поверхні води або ґрунту відбувається і зворотний процес їх переходу з повітря у воду або в ґрунт. Якщо досягається стан рухливої рівноваги, коли повернення молекул стає рівним їх віддачі з поверхні, то випаровування припиняється: відрив молекул з поверхні продовжується, але він покривається поверненням молекул. Такий стан називають насиченням, водяний пар в цьому стані – що насичує, а повітря, що містить водяну пару, що насичує, – насиченим. Щільність водяного пару в стані насичення називають щільністю насичення.

Щільність насичення зростає з температурою. Це означає, що при вищій температурі повітря здатне містити більше водяного пару, чим при нижчій температурі. Залежність щільності насичення від температури представлена на мал. 39. Наприклад, при температурі 0° щільність насичення рівна 6,1 мб, при $+10^{\circ}$ – 12,3 мб, при $+20^{\circ}$ – 23,4 мб, при $+30^{\circ}$ – 42,4 мб. Таким чином, на кожні 10° температури щільність насичення і пропорційний їй вміст насиченого водяного пару в повітрі зростають майже удвічі. При температурі $+30^{\circ}$ повітря може містити водяного пару в стані насичення в 7 разів більше, ніж при температурі 0° .

Крапельки рідкої води (хмар і туманів) часто знаходяться в атмосфері в переохолодженому стані. При температурах до -10° полягання переохолодження в атмосфері зазвичай, і лише при нижчих температурах частина крапельок замерзає. Тому, в атмосфері рідка вода і лід часто знаходяться в безпосередній близькості; багато хмар складаються з тих і інших елементів одночасно, є змішаними.

При негативних температурах щільність насичення по відношенню до крижаних кристалів менша, ніж по відношенню до переохолоджених крапельок. Наприклад, при температурі -10° над переохолодженою водою, щільність насичення 2,85 мб, а треба льодом 2,60 мб. При температурі -20° – відповідно 1,27 і 1,03 мб. Якщо, наприклад, при температурі -10° фактична щільність водяного пару 2,7 мб, то для переохолоджених крапельок таке повітря буде ненасиченим, і крапельки в нім повинні випаровуватися; але для кристалів він буде вже перенасиченим, і кристали повинні зростати.

Для опуклих поверхонь, якими є поверхні крапельок, щільність насичення більша, ніж для плоскої поверхні води. Це пояснюється тим, що на опуклій поверхні сили зчеплення між молекулами менше, ніж на плоскій поверхні. Для крупних крапельок це перевищення незначне. Але, наприклад, для крапельок радіусом 10-7 см для насичення потрібна втричі більша щільність водяного парув повітрі, чим для плоскої водної поверхні. Це означає, що в повітрі, який насичений по відношенню до плоскої водної поверхні, такі дрібні крапельки існувати не можуть: для них повітря насиченим не буде, і вони швидко випаруються.

Характеристики вологості

Вміст вологи у повітрі, перш за все, залежить від того, скільки водяного пару потрапляє в атмосферу шляхом випару із земної поверхні в тому ж районі. Природно, що над океанами воно більше, ніж над материками, оскільки випар з поверхні океану не обмежений запасами води. В той же час в кожному місці вміст вологості залежить і від атмосферної циркуляції: повітряні течії приносять в даний район повітряні маси вологіші або сухіші з інших областей Землі. Наре-

шті, для кожної температури існує стан насичення, тобто існує деякий граничний вміст вологи, який не може бути перевищеним.

Для кількісного вираження вмісту водяного пару в атмосфері вживають різні характеристики вологості повітря. Це, по-перше, пружність (тиск) водяного пару e – основна і найбільш споживана характеристика вмісту вологи. По-друге, це відносна вологість r , тобто процентне відношення фактичної щільності пари до щільності насичення при даній температурі:

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

Також вживають таку характеристику, як абсолютна вологість, тобто щільність водяної пари, виражена в грамах на кубічний метр.

Для того, щоб уникнути чисел дуже малого порядку величини, щільність водяного пару виражають не в одиницях CGS, а в одиницях, в 10^6 разів більших, тобто в грамах на кубічний метр повітря. Цю величину і називають абсолютною вологістю. Абсолютну вологість легко розрахувати, знаючи пружність пари і температуру повітря.

Іноколи абсолютною вологістю називають і щільність пару. Слід розрізняти терміни і називати абсолютною вологістю лише щільність пару в грамах на кубічний метр повітря.

Звернемо увагу, що абсолютна вологість міняється при адіабатичних процесах. При розширенні повітря об'єм його збільшується і та ж кількість водяного пару розподіляється на більший об'єм; отже, щільність пару, тобто абсолютна вологість, зменшується. При стискуванні повітря, навпаки, абсолютна вологість зростає.

Ще одна характеристика вологовмісту – питома вологість – є відношення щільності водяного пару до загальної щільності вологого повітря.

Інакше можна сказати, що це є відношення маси водяного пару до загальної маси вологого повітря в тому ж об'ємі. Питому вологість можна обчислити, знаючи пружність пару і тиск повітря.

Питома вологість не міняється при адіабатичному розширенні або стискуванні повітря, на відміну від абсолютної вологості, оскільки при адіабатичних процесах міняється об'єм повітря, але не маса його.

Також важливою характеристикою вологості є точка роси, тобто та температура, при якій водяний пар, що міститься в повітрі, міг б наситити повітря. Так, наприклад, якщо при температурі повітря $+27^{\circ}$ пружність пару в ньому 23,4 мб, то таке повітря не є насиченим. Для того, щоб воно стало насиченим, потрібно було б знизити його температуру до $+20^{\circ}$. Ось ця остання величина $+20^{\circ}$ і є в даному випадку точкою роси для повітря. Очевидно, що, чим менше різниця між фактичною температурою і точкою роси, тим ближче повітря до насичення. При насиченні точка роси дорівнює фактичній температурі.

Вимірювання вологості повітря

У приземних умовах вологість повітря визначається психрометричним методом, тобто за показаннями двох термометрів – з сухим та змоченим резервуаром (сухого і змоченого). Випаровування води з поверхні змоченого термометра знижує його температуру в порівнянні з температурою сухого термометра; це пониження тим більше, чим більше дефіцит вологості. За різницею температур сухого і змоченого термометрів обчислюють пружність пару і відносну вологість повітря. Пара термометрів – з сухим і із змоченим резервуаром – називається психрометром. Психрометр поміщається в метеорологічній будці, причому резервуар один з термометрів постійно підтримується в змоченому стані (він обв'язаний батистом, кінець якого опущений в стаканчик з водою). Для експедиційних і мікрокліматичних спостережень застосовується аспіраційний психрометр Ассмана, в якому резервуари термометрів поміщені в нікельовані металеві трубки; при спостереженнях примусова вентиляція пропускає крізь трубки потік повітря, що обдуває термометри. Один з термометрів зволожується безпосередньо перед вимірюванням.

Застосовують також волосяний гігрометр, заснований на тому, що знежирений волос змінює свою довжину при зміні відносної вологості. Це відносний при-

лад, який потрібно градувати по психрометру. Принцип волосяного гігрометра застосовується в самописних приладах (гігрографах і метеорографах). Для аерологічних спостережень застосовуються також методи визначення вологості повітря по зміні натягнення гігроскопічної органічної плівки або по хімічних реакціях.

Існують також інші методи визначення вологості, наприклад вагової і конденсаційний.

Хмари

У результаті конденсації в атмосфері виникають скупчення крапельок і кристалів. Їх називають хмарами. Розміри хмарних елементів – крапельок і кристалів – настільки малі, що їх вага врівноважується силою тертя ще тоді, коли вони мають дуже малу швидкість падіння. Стала швидкість падіння крапельок виходить рівною лише долям сантиметра в секунду. Швидкість падіння кристалів ще менша. Це відноситься до нерухомого повітря. Але турбулентний рух повітря призводить до того, що настільки малі крапельки і кристали зовсім не випадають, а тривалий час залишаються завислими у повітрі, зміщуючись то вниз, то вгору разом з елементами турбулентності.

Хмари переносяться повітряними течіями. Якщо відносна вологість в повітрі, що містить хмари, убуває, то хмари випаровуються. За певних умов частина хмарних елементів укрупнюється і обважнює настільки, що випадає з хмари у вигляді опадів і вода повертається з атмосфери на земну поверхню.

При конденсації безпосередньо у земної поверхні скупчення продуктів конденсації називають туманами. Принципової різниці в будові хмар і туманів немає. У горах можливі і такі випадки, коли хмара виникає на самому гірському схилі. Для спостерігача, що дивиться знизу, з долини, явище представиться хмарою; для спостерігача на самому схилі – туманом.

Окремі хмари існують іноді дуже короткий час. Наприклад, індивідуальне існування купчастих хмар інколи обчислюється всього 10–15 хвилинами. Це означає, що недавно виниклі крапельки, з яких складається хмара, знову швид-

ко випаровуються. Але навіть коли хмара спостерігається дуже довго, це не означає, що вона є незмінним утворенням, яке тривалий час складається з одних і тих же частинок. Насправді хмари знаходяться в процесі постійного новоутворення і зникнення (випаровування; часто неправильно говорять – танення). Одні елементи хмари випаровуються, інші виникають заново. Тривало існує певний процес хмароутворення; хмара ж є лише видимою на даний момент частиною загальної маси води, що залучається до цього процесу. Особливо ясно це спостерігається під час утворення хмар над горами. Якщо повітря безперервно перетікає через гору, то на деякій висоті воно адіабатично охолоджується при підйомі настільки, що виникають хмари. Ці хмари здаються непорушно прив'язаними до гребеня хребта. Але насправді вони, переміщаючись разом з повітрям, весь час випаровуються в передній частині, де перетікаюче повітря починає опускатися, і весь час заново утворюються в тиловій частині з нового водяного пару, що приноситься повітрям, що піднімається.

Зваженість хмар також обманлива. Якщо хмара не міняє своєї висоти, то це ще не означає, що її складові елементи не випадають. Рідка або тверда частинка в хмарі може опускатися, але, досягаючи нижнього кордону хмари, вона переходить в ненасичене повітря і тут випаровується. В результаті хмара здаватиметься такою, що тривало знаходиться на одному рівні.

4. РАДІАЦІЙНИЙ І ТЕПЛОВІЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ

Температура повітря

Повітря, як і всяке тіло, завжди має температуру, відмінну від абсолютно-го нуля. Температура повітря в кожній точці атмосфери безперервно міняється; у різних місцях Землі в один і той же час вона також різна. У земної поверхні температура повітря варіює в широких межах: крайні значення, що спостерігалися будь-коли – трохи нижче $+60^{\circ}$ (у тропічних пустелях) і біля -90° (на материку Антарктиди).

З висотою температура повітря міняється в різних шарах і в різних випадках по-різному. В середньому вона спочатку знижується до висоти 10–15 км, потім зростає до 50–60 км, потім знову падає і так далі.

Температура повітря, а також ґрунтів і води в більшості країн виражається в градусах міжнародної температурної шкали, або шкали Цельсія ($^{\circ}\text{C}$), загальноприйнятої у фізичних вимірюваннях. Нуль цієї шкали доводиться на температуру, при якій тане лід, а $+100^{\circ}$ – на температуру кипіння води (при тиску 760 мм рт. ст., близькому до умов, що фактично існують на рівні моря). Проте в США і в інших країнах використовують шкалу Фаренгейта (F). У цій шкалі інтервал між точками танення льоду і кипіння води розділено на 180° , причому точці танення льоду відповідає значення $+32^{\circ}$. Таким чином, величина одного градуса Фаренгейта дорівнює $5/9^{\circ}\text{C}$, а нуль шкали Фаренгейта приходиться на $-17,8^{\circ}\text{C}$. Нуль шкали Цельсія відповідає $+32^{\circ}\text{F}$, а $+100^{\circ}\text{C} = +212^{\circ}\text{F}$.

Крім того, в теоретичній метеорології застосовується абсолютна шкала температури (шкала Кельвіна). Нуль цієї шкали відповідає повному припиненню теплового руху молекул, тобто найнижчій можливій температурі. За шкалою Цельсія це буде $-273,18 \pm 0,03^{\circ}$, на практиці за абсолютний нуль приймається -273°C . Величина градуса абсолютної шкали дорівнює величині градуса шкали Цельсія. Тому нуль шкали Цельсія відповідає 273° .

Причини змін температури повітря

Розподіл температури повітря в атмосфері і його безперервні зміни називають тепловим режимом атмосфери. Цей тепловий режим атмосфери, що є найважливішою характеристикою клімату, визначається, перш за все, теплообміном між атмосферним повітрям і довкіллям. Під довкіллям при цьому розуміють космічний простір, сусідні маси або шари повітря і особливо земну поверхню.

Теплообмін здійснюється при поглинанні повітрям радіації Сонця, шляхом теплопровідності – молекулярної між повітрям і земною поверхнею і турбулентної усередині атмосфери, при випаровуванні і подальшої конденсації або кристалізації водяної пари.

Крім того, зміни температури повітря можуть відбуватися незалежно від теплообміну, адіабатично. Такі зміни температури, як відомо, пов'язані із змінами атмосферного тиску, особливо при вертикальних рухах повітря.

Безпосереднє поглинання сонячної радіації в тропосфері мале; воно може викликати підвищення температури повітря всього на величину порядку $0,5^{\circ}$ в день. Декілька більше значення має втрата тепла з повітря шляхом довгохвильового випромінювання. Але вирішальне значення для теплового режиму атмосфери має теплообмін із земною поверхнею шляхом теплопровідності.

Повітря, що безпосередньо контактує із земною поверхнею, обмінюється з нею теплом внаслідок молекулярної теплопровідності. Але усередині атмосфери діє інша, ефективніша передача тепла – шляхом турбулентної теплопровідності. Перемішування повітря в процесі турбулентності сприяє дуже швидкій передачі тепла з одних шарів атмосфери до інших. Турбулентна теплопровідність збільшує і передачу тепла від земної поверхні у повітря або назад. Якщо, наприклад, відбувається охолодження повітря від земної поверхні, то шляхом турбулентності безперервно охолоджене повітря замінюється теплішим з вищерозміщених шарів. Це підтримує різницю температур між повітрям і поверхнею і, отже, підтримує процес передачі тепла від повітря до поверхні. Охолодження повітря безпосередньо над земною поверхнею буде не так велике, але воно поширюється на потужніший шар атмосфери. У результаті втрата тепла зем-

ною поверхнею виявиться більше, ніж воно було б при відсутності турбулентності.

Для високих шарів атмосфери теплообмін із земною поверхнею має менше значення. Вирішальна роль в тепловому режимі там належить до випромінювання з повітря і до поглинання радіації Сонця і атмосферних шарів, розташованих вище і нижче даного шару. У високих шарах атмосфери зростає і значення адіабатичних змін температури при висхідних і низхідних рухах повітря.

Зміни температури, що відбуваються в певній кількості повітря внаслідок вказаних вище процесів, можна назвати індивідуальними. Вони характеризують зміни теплового стану даної певної кількості повітря.

Але можна говорити не про індивідуальну кількість повітря, а про деяку точку всередині атмосфери із зафіксованими географічними координатами і з незмінною висотою над рівнем моря. Будь-яку метеорологічну станцію, що не міняє свого положення на земній поверхні, можна розглядати як таку точку. Температура в цій точці мінятиметься не лише через вказані індивідуальні зміни теплового стану повітря. Вона мінятиметься також і внаслідок безперервної зміни повітря в даному місці, тобто внаслідок приходу повітря з інших місць атмосфери, де воно має іншу температуру.

Ці зміни температури, пов'язані з адвекцією – припливом в дане місце нових повітряних мас з інших частин земної кулі, називають адвективними. Якщо в дане місце притікає повітря з вищою температурою, говорять про адвекцію тепла; якщо з нижчою – про адвекцію холоду.

Загальну зміну температури в зафіксованій географічній точці, яка залежить і від індивідуальних змін стану повітря, і від адвекції, називають локальною (місцевою) зміною. Метеорологічні прилади – термометри і термографи, поміщені в тому або іншому місці, реєструють саме локальні зміни температури повітря. Термометр на повітряній кулі, що летить за вітром і, отже, що залишається в одній і тій же масі повітря, показує індивідуальну зміну температури в цій масі.

Тепловий баланс земної поверхні

Зупинимось спочатку на теплових умовах земної поверхні і верхніх шарів ґрунту і водойм. Це необхідно тому, що нижні шари атмосфери нагріваються і охолоджуються більше всього шляхом радіаційного і нерадіаційного обміну теплом з верхніми шарами ґрунту і води. Тому зміни температури в нижніх шарах атмосфери перш за все визначаються змінами температури земної поверхні.

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 або у воду.

По-перше, на земну поверхню поступають сумарна радіація і зустрічне випромінювання атмосфери. Вони більшою чи меншою мірою поглинаються поверхнею, тобто йдуть на нагрівання верхніх шарів ґрунту і води. В той же час земна поверхня випромінює сама і при цьому втрачає тепло.

По-друге, до земної поверхні приходить тепло зверху, з атмосфери, шляхом теплопровідності. Тим же способом тепло вирушає від земної поверхні в атмосферу. Шляхом теплопровідності тепло також вирушає від земної поверхні вниз, у ґрунт і воду, або приходить до земної поверхні з глибини ґрунту і води.

По-третє, земна поверхня отримує тепло при конденсації на ній водяного пару з повітря або, навпаки, втрачає тепло при випаровування з неї води. У першому випадку виділяється приховане тепло, у другому тепло переходить в прихований стан.

Іще існують деякі менш важливі процеси, наприклад витрати тепла на танення снігу, що лежить на поверхні, або поширення тепла вглиб ґрунту разом з водою опадів.

У будь-який період часу від земної поверхні вирушає вгору і вниз в сукупності така ж кількість тепла, яку вона за цей час отримує зверху і знизу згідно закону збереження енергії. Сума всіх приходів і витрат тепла на земній поверхні має бути рівною нулю. Це виражається рівнянням теплового балансу земної поверхні.

Від доби до доби і від року до року середня температура діяльного шару і земної поверхні в будь-якому місці міняється мало. Це означає, що за добу вглиб ґрунту або води потрапляє вдень майже стільки ж тепла, скільки вирушає з неї вночі. Але все-таки за літню добу тепла вирушає вниз дещо більше, ніж приходить знизу. Тому шари ґрунту і води, а отже, і їх поверхня день від дня нагріваються. Взимку відбувається зворотний процес. Ці сезонні зміни приходу і втрати тепла в ґрунті і воді за рік майже врівноважуються, і середня річна температура земної поверхні і діяльного шару рік від року міняється мало.

Електромагнітне випромінювання

Електромагнітна радіація, надалі просто радіація або випромінювання, включає видиме світло, гамма-промені, рентгенові, ультрафіолетові, інфрачервоні промені, радіохвилі.

Радіація поширюється по всіх напрямках від джерела радіації, випромінювача, у вигляді електромагнітних хвиль з швидкістю, дуже близькою до 300 000 км/сек. Електромагнітними хвилями називаються коливання, що поширюються в просторі, тобто періодичні зміни електричних і магнітних сил; вони викликаються рухом електричних зарядів у випромінювачі.

Всі тіла, що мають температуру вище абсолютного нуля, випускають радіацію при перебудові електронних оболонок їх атомів і молекул, а також при змінах у вазі атомних ядер в молекулах і в обертанні молекул. У метеорології доводиться мати справу переважно з цією температурною радіацією, що визначається температурою випромінюючого тіла і його випромінювальною здатністю. Наша планета отримує таку радіацію від Сонця; земна поверхня і атмосфера в той же час самі випромінюють температурну радіацію, але в інших діапазонах довжин хвиль.

Радіохвилі, що збуджуються у технічних радіо передавальних пристроях, як відомо, мають довжини хвиль від міліметрів до кілометрів. Температурна ж радіація має довжини хвиль від сотень мікрон до тисячних мікрона, тобто від

десятих до мільйонних міліметра. Ще меншу довжину хвилі мають рентген-випромінювання і гамма-випромінювання, що не є температурними (вони пов'язані з внутрішньоядерними процесами).

Довжини хвиль радіації вимірюють з великою точністю, і тому зручно виражати їх в одиницях значно менших, ніж мікрон. Це мілімікрон (ммк) – тисячна доля мікрона і ангстрем (А) – десятитисячна доля мікрона. Наприклад, довжину хвилі 0,5937 мк можна ще написати: 593,7 ммк або 5937 А.

Температурну радіацію з довжинами хвиль від 0,002 до 0,4 мк називають ультрафіолетовою. Вона невидима, тобто не сприймається оком. Радіація від 0,40 до 0,75 мк – це видиме світло, що сприймається оком. Світло з довжиною хвилі близько 0,40 мк – фіолетове, з довжиною хвилі близько 0,75 мк – червоне. На проміжні довжини хвиль доводиться світло всіх кольорів спектру. Радіація з довжинами хвиль більше 0,75 мк і до декількох сотень мікрон називається інфрачервоною; вона, так само як і ультрафіолетова, невидима.

У метеорології прийнято виділяти короткохвильову і довгохвильову радіацію. Короткохвильовою називають радіацію в діапазоні довжин хвиль від 0,1 до 4 мк. Вона включає, окрім видимого світла, ще найближчу до нього по довжинах хвиль ультрафіолетову і інфрачервону радіацію. Сонячна радіація на 99% є такою короткохвильовою радіацією. До довгохвильової радіації відносять радіацію земної поверхні і атмосфери з довжинами хвиль від 4 до 100-120 мк.

Тіло, що випускає температурну радіацію, охолоджується; його тепла енергія переходить в енергію радіації, в променисту енергію. Коли ж радіація падає на інше тіло і поглинається ним, промениста енергія переходить в інші види енергії, головним чином в теплоту. Це означає, що температурна радіація нагріває тіло, на яке вона падає.

До температурної радіації відносяться відомі з фізики закони випромінювання Кірхгофа, Стефана-Больцмана, Планка, Віна. Зокрема, відповідно до закону Стефана-Больцмана енергія випромінюваної радіації зростає пропорційно четвертій степені абсолютної температури випромінювача. Розподіл енергії в спектрі радіації, тобто по довжинах хвиль, залежить, за законом Планка, від те-

мператури випромінювача. Відповідно до закону Віна довжина хвилі, на яку доводиться максимум променистої енергії, обернено пропорційна абсолютній температурі випромінювача. Це означає, що з підвищенням температури максимум енергії переміщається на все коротші хвилі.

Вказані закони відносяться до так званого абсолютно чорного тіла, тобто до тіла, яке поглинає всю падаючу на його радіацію і само випромінює максимум радіації, можливий при даній температурі. Проте з певними поправками вони застосовні до всіх взагалі тіл.

Деякі речовини в особливому стані випромінюють радіацію в більшій кількості і в іншому діапазоні довжин хвиль, чим це слідує по їх температурі. Таким чином, можливо, наприклад, випромінювання видимого світла при таких низьких температурах, при яких речовина зазвичай не світиться. Ця радіація, що не підкоряється законам температурного випромінювання, називається люмінесценцією. Для цього речовина заздалегідь має поглинути певну кількість енергії і прийти в так званий збуджений стан, багатший енергією, ніж нормальний стан речовини. При зворотному переході речовини із збудженого стану в нормальне і виникає люмінесценція. Люмінесценцією пояснюються, між іншим, полярні сьйва і свічення нічного піднебіння.

Терміном радіація називають також явище зовсім іншого роду, саме – корпускулярну радіацію, тобто потоки електрично заряджених елементарних часток речовини, переважно протонів і електронів, що рухаються з швидкостями в сотні кілометрів в секунду, хоча і великими, але все-таки дуже далекими від швидкості світла. Енергія корпускулярної радіації в середньому в 10⁷ разів менше, ніж енергія температурної радіації Сонця. Проте вона сильно міняється з часом залежно від фізичного стану Сонця, від сонячної активності.

Нижче 90 км корпускулярна радіація в атмосферу майже не проникає.

Промениста і теплова рівновага Землі

Промениста енергія Сонця є основним і практично єдиним джерелом тепла для поверхні Землі і для її атмосфери. Радіація, що поступає від зірок і від Луни, мізерно мала в порівнянні з сонячною радіацією. Також мізерно малий і потік тепла, направлений до земної поверхні і в атмосферу з глибин Землі.

Частина сонячної радіації є видимим світлом. Тим самим Сонце є для Землі джерелом не лише тепла, але і світла, важливого для життя на земній поверхні.

Промениста енергія Сонця перетворюється на тепло частково в самій атмосфері, але головним чином на земній поверхні. Вона йде тут на нагрівання верхніх шарів ґрунту і води, а від їх і повітря. Нагріта земна поверхня і нагріта атмосфера у свою чергу самі випромінюють невидиму інфрачервону радіацію. Віддаючи цю радіацію в світовий простір, земна поверхня і атмосфера охолоджуються.

Досвід показує, що середні річні температури земної поверхні і атмосфери в будь-якій точці Землі мало міняються від року до року. За історичний час в цих вельми обмежених змінах, мабуть, не було жодної певної спрямованості; були лише коливання близько середніх значень. Таким чином, якщо розглядати Землю за більш менш тривалі багатолітні періоди часу, то можна сказати, що вона знаходиться в тепловій рівновазі: прихід тепла врівноважується його втратою. Але оскільки Земля (з атмосферою) отримує тепло, поглинаючи сонячну радіацію, і втрачає тепло шляхом власного випромінювання, то можна вважати, що вона знаходиться і в променистій рівновазі: приплив радіації до неї врівноважується віддачею радіації в світовий простір.

Спектральний склад сонячної радіації

На інтервал довжин хвиль між 0,1 і 4 мк доводиться 99% всієї енергії сонячної радіації. Всього 1% залишається на радіацію з меншими і більшими довжинами хвиль, аж до рентгенових променів і радіохвиль.

Видиме світло займає вузький інтервал довжин хвиль, всього від 0,40 до 0,75 мк. Проте в цьому інтервалі лежить майже половина всієї сонячної промене-

нистої енергії (46%). Майже стільки ж (47%) доводиться на інфрачервоні промені, а останні 7% – на ультрафіолетові.

Розподіл енергії в спектрі сонячної радіації до надходження її в атмосферу можна приблизно знайти шляхом екстраполяції результатів наземних спостережень. Цей розподіл (Рис. 3) достатньо близький до теоретично отриманого розподілу енергії в спектрі абсолютно чорного тіла при температурі 6000° . Максимум променистої енергії доводиться при цьому в сонячному спектрі, як і в спектрі абсолютно чорного тіла, на хвилі з довжинами близько $0,47$ мк, тобто на зелено-блакитні промені видимої частини спектру. Проте в ультрафіолетовій частині сонячного спектру енергія істотно менша, ніж в ультрафіолетовій частині спектру абсолютно чорного тіла при температурі 6000° .

Таким чином, Сонце, строго кажучи, не є абсолютно чорним тілом. Проте вказану температуру 6000° можна вважати близькою до фактичної температури на поверхні Сонця.

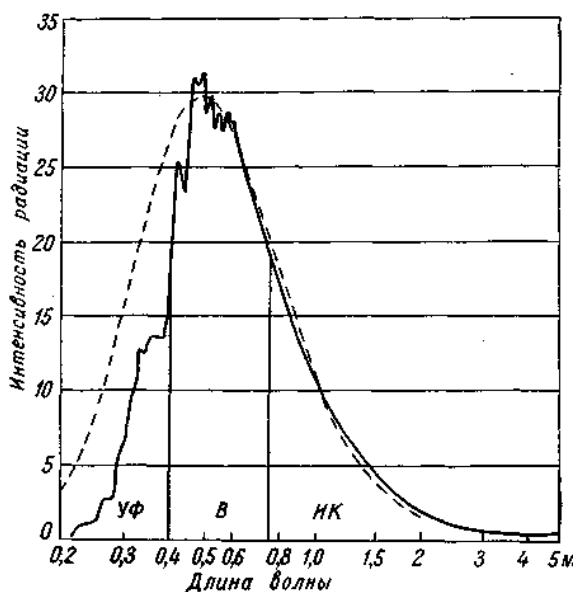


Рис. 3 Розподіл променистої енергії в спектрі сонячної радіації до надходження в атмосферу (суцільна лінія) і в спектрі абсолютно чорного тіла при температурі 6000° (переривиста лінія).

Області спектру: УФ – ультрафіолетова, В – видима, НК – інфрачервона. Інтенсивність радіації дана в 10^{-3} кал/см²·мин. для інтервалу довжин хвиль $0,01$ мк.

Інтенсивність прямої сонячної радіації

Радіацію, що приходить до земної поверхні безпосередньо від сонячного диска, називають прямою сонячною радіацією, на відміну від радіації, розсіяної в атмосфері. Сонячна радіація поширюється від Сонця по всіх напрямках. Але відстань від Землі до Сонця така велика, що пряма радіація падає на будь-яку поверхню на Землі у вигляді пучка паралельних променів, що витікає мов би з нескінченності. Навіть Земна куля в цілому така мала порівняно з відстанню від Сонця, що всю сонячну радіацію, падаючу на нього, без помітної погрішності можна вважати пучком паралельних променів.

Приплив прямої сонячної радіації на земну поверхню або на будь-який вище розміщений рівень в атмосфері характеризується інтенсивністю радіації I , тобто кількістю променистої енергії, що надходить за одиницю часу (одну хвилину) на одиницю площі (один квадратний сантиметр), перпендикулярної до сонячних променів. Цю величину називають ще потоком радіації, а також щільністю потоку радіації.

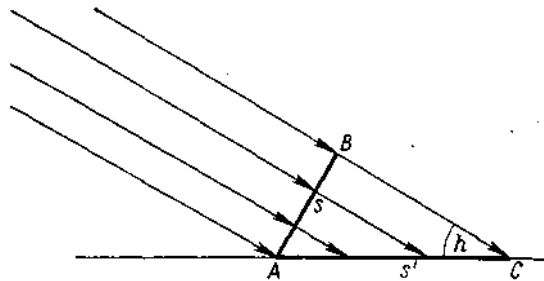


Рис. 4 Приплив сонячної радіації на поверхню, перпендикулярну до променів (AB), і на горизонтальну поверхню (AC).

Легко зрозуміти, що одиниця площі, розташованої перпендикулярно до сонячних променів, отримає максимально можливу в даних умовах кількість радіації. На одиницю горизонтальної площі припаде менша кількість променистої енергії:

$$I' = I \sin h$$

де h – висота сонця (Рис. 4).

Насправді, на горизонтальний майданчик S' доводиться кількість радіації $I'S'$, яка дорівнює кількості радіації IS , що надходить на перпендикулярний до променів майданчик S :

$$I'S' = IS$$

Але майданчик S відноситься до майданчика S' , як AB до AC ; звідси

$$I' = I \frac{AB}{AC}; I' = I \sin h$$

Очевидно, що I' дорівнює I лише тоді, коли Сонце в zenіті, а у всіх інших випадках I' менше I .

Приплив прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню часто називають інсоляцією, хоча цей термін застосовується і в загальнішому значенні.

Всі види енергії взаємно еквівалентні. Тому променисту енергію можна виразити в одиницях будь-якого виду енергії, наприклад в теплових або механічних. Найчастіше її виражають у теплових одиницях, тому що вимірювальні прилади засновані на тепловій дії радіації: промениста енергія, що майже повністю поглинається в приладі, переходить в тепло, яке і вимірюється. Таким чином, інтенсивність прямої сонячної радіації виражатиметься в калоріях на квадратний сантиметр у хвилину (кал/см² хв.).

Сонячна стала і загальний приплив сонячної радіації до Землі

Інтенсивність сонячної радіації до надходження її в атмосферу називають сонячною сталою. Сенс слова стала полягає тут у тому, що ця величина не залежить від поглинання і розсіювання радіації в атмосфері. Вона відноситься до радіації, на яку атмосфера ще не вплинула. Сонячна стала, залежить, таким чином, лише від випромінювальної здатності Сонця і від відстані між Землею і Сонцем.

Земля обертається довкола Сонця по мало розтягнутому еліпсу, в одному з фокусів якого знаходиться Сонце. На початку січня вона найближче до Сонця (147 млн. км), на початку липня – найдалше від нього (152 млн. км). Оскільки інтенсивність радіації міняється обернено пропорційно до квадрату відстані, то

сонячна стала протягом року мінється на $\pm 3,5\%$. При середній відстані Землі від Сонця сонячна стала дорівнює $2,00 \pm 0,04$ кал/см²хв. Проте за стандартне її значення за міжнародною угодою прийнята величина $1,98$ кал/см²хв.

Чи мінється, і наскільки істотно, сонячна стала з часом, незалежно від зміни відстані між Сонцем і Землею? Інакше кажучи, чи мінється з часом випромінювання Сонця? Поза сумнівом, що за час існування Сонця, сонячна стала повинна була мінитися. Більш спірним є питання, чи мінялася вона істотно впродовж геологічної історії Землі. Нарешті, ще невідомо, чи коливається сонячна стала, і наскільки, день за днем і з року в рік. Проте якщо такі коливання і існують, то вони настільки малі, що лежать в межах точності визначень.

На освітлену півкулю Землі на верхній межі атмосфери за одну хвилину падає кількість сонячної енергії, рівна добутку сонячної сталої на площу великого круга Землі, виражену в квадратних сантиметрах. При середньому радіусі Землі 6371 км ця площа дорівнює $12,75 \cdot 10^{17}$ см², а промениста енергія, що надходить до неї за одну хвилину дорівнює $25 \cdot 10^{17}$ кал. За рік Земля отримує $1,37 \cdot 10^{24}$ кал.

У середньому на кожний квадратний кілометр земної поверхні доводиться за рік $2,6 \cdot 10^{15}$ кал. Щоб отримати таку кількість тепла штучно, потрібно було б спалити понад 400 тис. тон кам'яного вугілля. Всі запаси кам'яного вугілля, що існують на Землі, рівноцінні тридцятирічному припливу сонячної радіації до Землі. За $1,5$ доби Сонце дає Землі стільки ж енергії, скільки дають електростанції всіх країн протягом року. При цьому сонячна радіація, що надходить до Землі, – менше ніж одна двохмільярдна доля всього випромінювання Сонця.

Не дивлячись на постійну втрату величезної кількості променистої енергії, температура Сонця, мабуть, не знижується. Це пояснюється тим, що витрата променистої енергії постійно поповнюється звільненням енергії при термоядерних реакціях перетворення водню в гелій, що відбуваються в глибинах Сонця, при дуже високих температурах і тисках.

Поглинання сонячної радіації в атмосфері

У атмосфері поглинається порівняно невелика кількість сонячної радіації, при цьому головним чином в інфрачервоній частині спектру. Це поглинання – вибіркоче: різні гази поглинають радіацію в різних ділянках спектру і різною мірою.

Азот поглинає радіацію лише дуже малих довжин хвиль в ультрафіолетовій частині спектру. Енергія сонячної радіації в цій ділянці спектру абсолютно мізерна, і тому поглинання азотом практично не відображається на інтенсивності сонячної радіації. Більшою мірою, але все таки дуже мало поглинає сонячну радіацію кисень – удвох вузьких ділянках видимої частини спектру і в ультрафіолетовій його частині. Сильнішим поглиначем сонячної радіації є озон. Його вміст в повітрі, навіть в стратосфері, дуже малий; проте він настільки сильно поглинає ультрафіолетову радіацію, що із сонячної сталої втрачається декілька відсотків. У результаті поглинання у верхніх шарах атмосфери в сонячному спектрі у земної поверхні не спостерігаються хвилі коротше 0,29 мк.

Сильно поглинає радіацію в інфрачервоної області спектру вуглекислий газ; але його вміст в атмосфері невеликий. Основним же поглиначем радіації в атмосфері є водяний пар, що зосереджується в тропосфері і, особливо в нижній її частині. Із загального складу сонячної радіації водяний пар поглинає значну долю в інфрачервоної області спектру. Добре поглинають сонячну радіацію також атмосферні аерозолі, тобто хмари і тверді частинки, завислі в атмосфері.

В цілому в атмосфері поглинається 15–20% випромінювання, що надходить від Сонця до Землі. У кожному окремому місці поглинання міняється з часом в залежності як від змінного вмісту в повітрі поглинаючих субстанцій, головним чином водяної пари, хмар і пилу, так і від висоти сонця над горизонтом, тобто від товщини шару атмосферного повітря, крізь який проходять промені.

Розсіювання сонячної радіації в атмосфері

Окрім поглинання, пряма сонячна радіація на шляху крізь атмосферу ослабляється ще шляхом розсіювання, причому ослабляється значніше. При цьому розсіювання радіації тим більше, чим більше містить повітря аерозольних домішок.

Розсіюванням називається часткове перетворення радіації, що має певний напрямок поширення (а такою і є пряма сонячна радіація, яка поширюється у вигляді паралельних променів), в радіацію, що йде по всіх напрямках. Розсіювання відбувається в оптично неоднорідному середовищі, тобто в середовищі, де показник заломлення міняється від точки до точки. Таким оптично неоднорідним середовищем є атмосферне повітря, що містить найдрібніші частинки рідких і твердих домішок – крапельки, кристали, ядра конденсації, порошок. Але оптично неоднорідним середовищем є і чисте, вільне від домішок повітря, оскільки в ньому внаслідок теплового руху молекул постійно виникають згущування і розрідження, коливання щільності. Таким чином, зустрічаючись з молекулами і сторонніми частинками в атмосфері, сонячні промені втрачають прямолінійний напрямок поширення і розсіюються. Радіація поширюється від розсіюючих частинок таким чином, начебто вони самі є джерелами радіації.

Близько 25% енергії загального потоку сонячної радіації перетворюється в атмосфері в розсіяну радіацію. Правда, значна частка розсіяної радіації (2/3) також приходить до земної поверхні. Але це буде вже особливий вигляд радіації, істотно відмінний від прямої радіації.

По-перше, розсіяна радіація приходить до земної поверхні не від сонячного диска, а від всього небесного склепіння. Тому доводиться вимірювати її приплив на горизонтальну поверхню. Інтенсивністю розсіяної радіації ми називатимемо її приплив в калоріях на один квадратний сантиметр горизонтальної поверхні за хвилину.

По-друге, розсіяна радіація відмінна від прямої за спектральним складом. Річ у тому, що промені різних довжин хвиль розсіюються різною мірою. Співвідношення енергії променів різних довжин хвиль в розсіяній радіації змінене

на користь більш короткохвильових променів. При цьому, чим менше розміри розсіюючих частинок, тим сильніше розсіюються короткохвильові промені порівняно з довгохвильовими.

Оскільки довжина крайніх хвиль червоного світла майже удвічі більше довжини крайніх хвиль фіолетового світла, перші промені розсіюються молекулами повітря в 14 разів менше, ніж другі. Інфрачервоні ж промені розсіюватимуться в зовсім мізерній мірі. Тому в розсіяній радіації промені короткохвильової частини видимого спектру, тобто фіолетові і сині, переважатимуть по енергії над помаранчевими і червоними, а також і над інфрачервоними променями.

Максимум енергії в прямій сонячній радіації в земної поверхні доводиться на область жовто-зелених променів видимої частини спектру. У розсіяній радіації він зміщується на сині промені.

Додамо ще, що розсіяна сонячна радіація, на відміну від прямої, є частково поляризованою. При цьому міра поляризації для радіації, що приходить від різних ділянок небозводу, неоднакова.

Блакитний колір піднебіння – це колір самого повітря, обумовлений розсіянням в нім сонячних променів. Повітря прозоре в тонкому шарі, як прозора в тонкому шарі вода. Але в потужній товщі атмосфери повітря має блакитний колір, подібно до того, як вода вже в порівняно малій товщі, в декілька метрів, має зеленуватий колір. Блакитний колір повітря можна бачити, не лише дивлячись на небесне склепіння, але і розглядаючи віддалені предмети, які здаються окутанними голубуватим серпанком. З висотою, у міру зменшення щільності повітря, тобто кількості розсіюючих часток, колір піднебіння стає темнішим і переходить в густо-синій, а в стратосфері – в чорно-фіолетовий.

Чим більше в повітрі помутнюючих домішок крупніших розмірів, ніж молекули повітря, тим більше доля довгохвильових променів в спектрі сонячної радіації і тим білуватішим стає забарвлення небесного склепіння. Частинками туману, хмар і крупного пилу, діаметром більше 1,2 мк, промені всіх довжин хвиль дифузно відбиваються однаково; тому віддалені предмети при тумані і

запорошеній млі бачаться вже не блакитною, а білою або сірою завісою. Хмари, на які падає сонячне світло, здаються тому ж білими.

Розсіювання міняє забарвлення прямого сонячного світла. Унаслідок розсіювання особливо знижується енергія найбільш короткохвильових сонячних променів видимої частини спектру – синіх і фіолетових; пряме сонячне світло, що тому «уціліло» від розсіювання, стає жовтуватим. Сонячний диск здається тим жовтіше, чим ближче він до горизонту, тобто чим довше шлях променів через атмосферу і чим більше розсіювання. У горизонту сонце стає майже червоним, особливо коли в повітрі багато пилу і найдрібніших продуктів конденсації (крапельок або кристалів). Так само і сонячне світло, відбите хмарами, розсіюючись на шляху до земної поверхні, стає біднішим синіми променями. Тому, коли хмари близькі до горизонту і шлях відбитих променів великий, вони набувають замість білого жовтуватого забарвлення.

Розсіювання сонячної радіації в атмосфері обумовлює розсіяне світло в денний час. У відсутності атмосфери на Землі було б світле лише там, куди потрапляли б прямі сонячні промені або сонячні промені, відбиті земною поверхнею і предметами на ній. А внаслідок розсіяного світла вся атмосфера вдень служить джерелом освітлення: вдень ясно також і там, куди сонячні промені безпосередньо не падають, і навіть тоді, коли сонце приховане за хмарами. При цьому унаслідок більшого процентного вмісту синіх променів розсіяне світло біліше за пряме сонячне світло.

Відбиття сонячної радіації. Поглинена радіація. Альbedo Землі

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

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

Альbedo поверхні ґрунту загалом знаходиться в межах 10-30%; у разі вологого чорнозему воно знижується до 5%, а для сухого світлого піску може підвищуватися до 40%. Із зростанням вологості ґрунту альbedo знижується. Альbedo рослинного покриву – ліси, луки, поля – лежить в межах 10–25%. Для щойно випавшого снігу альbedo 80–90%, для давно лежачого снігу – близько 50% і нижче. Альbedo гладкої водної поверхні для прямої радіації міняється від декількох відсотків при високому сонці до 70% при низькому сонці; воно залежить також від хвилювання. Для розсіяної радіації альbedo водних поверхонь 5–10%. У середньому альbedo поверхні світового океану 5–20%. Альbedo верхньої поверхні хмар – від декількох відсотків до 70–80% залежно від типу і потужності хмарного покриву; в середньому ж воно 50-60%. Приведені числа відносяться до відбиття сонячної радіації не лише видимої, але у всьому її спектрі. Крім того, фотометричними засобами вимірюють альbedo лише для видимої радіації, яке, звичайно, може дещо відрізнитися по величині від альbedo для всього потоку радіації.

Переважаюча частина радіації, відбитої земною поверхнею і верхньою поверхнею хмар, вирушає за межі атмосфери в світовий простір. Також вирушає в світовий простір частина розсіяної радіації, біля однієї третини. Відношення відбитої і розсіяної сонячної радіації, що вирушають у космос, до загальної кількості сонячної радіації, що поступає в атмосферу, носить назву планетарного альbedo Землі або просто альbedo Землі.

Планетарне альbedo Землі оцінюється в 35-40%; мабуть, воно ближче до 35%. Основну частину планетарного альbedo Землі складає відбиття сонячної радіації хмарами.

5. ОСНОВІ КЛІМАТОЛОГІЇ

Кліматична система, глобальний і локальний клімат

Кліматична система – атмосфера, гідросфера, літосфера, кріосфера і біосфера.

Глобальний клімат - статистична сукупність станів, прохідних кліматичною системою за періоди часу в декілька десятиліть.

Фізичні процеси, що визначають зовнішні дії на кліматичну систему, а також основні взаємодії між ланками кліматичної системи називають кліматоутворюючими чинниками.

Компоненти кліматичної системи і різні процеси, що впливають на формування і зміни клімату, ділять на зовнішні і внутрішні.

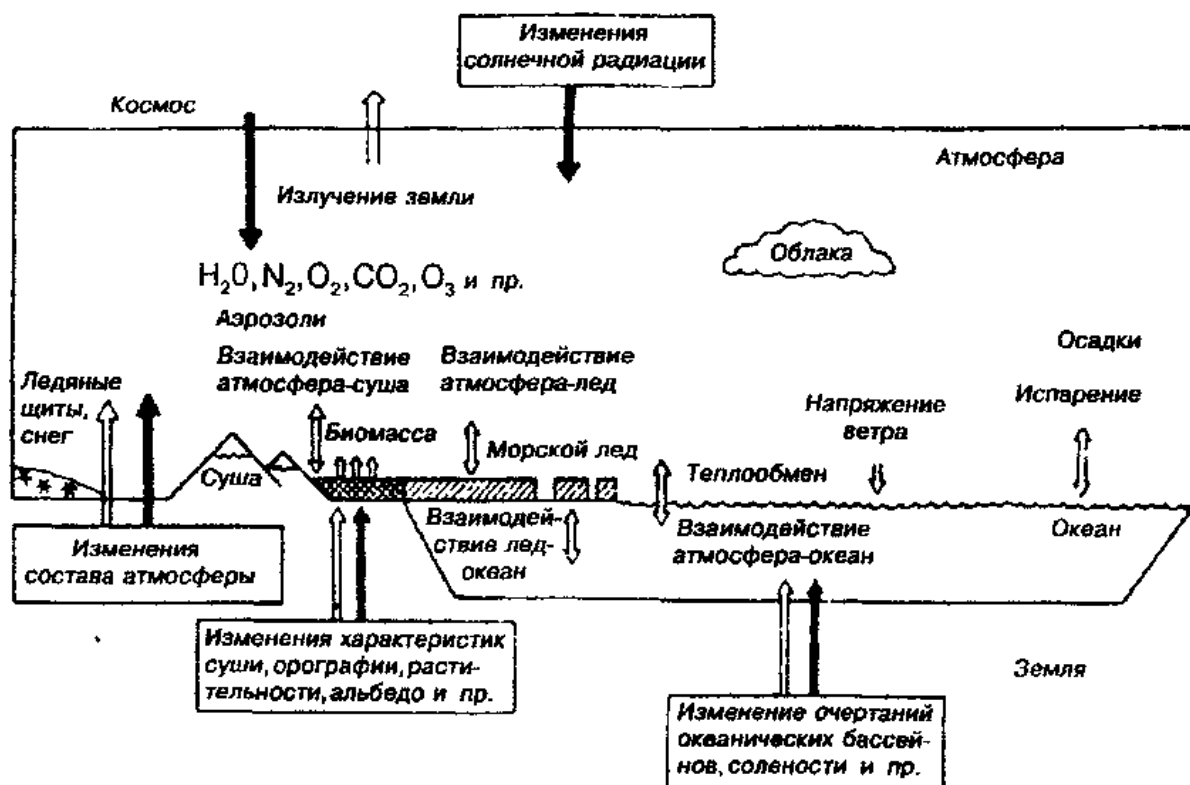


Рис. 5 Компоненты климатической системы атмосфера–океан–поверхня

До зовнішніх процесів відносять: приплив сонячної радіації, зміни складу атмосфери, викликані процесами в літосфері і припливом аерозолів і газів з космосу; зміни контурів океанів, суші, орографії, рослинності.

До внутрішніх процесів відносять: взаємодії атмосфери з океаном, з поверхнею суші і льодом (теплообмін, випаровування, осідання), взаємодія лід–океан, зміна газового і аерозольного складу атмосфери, хмарність, сніговий і рослинний покрив, рельєф і контури материків.

Зіставлення зовнішніх і внутрішніх процесів показує, що частина з них присутня в обох чинниках. Це пояснюється тим, що розділення на зовнішні і внутрішні процеси залежить від періоду часу, за який розглядається стан кліматичної системи. При сукупності станів кліматичної системи за 1000 років вплив контуру материків і великомасштабної орографії на атмосферу можна розглядати як зовнішній процес, а при масштабі часу 100 млн. років цей вплив необхідно віднести до внутрішнього процесу.

Глобальний клімат формується процесами, що відбуваються в кліматичній системі. У сучасній теорії клімату як внутрішня кліматична система розглядається сукупність двох її підсистем – атмосфери і океану. Інші складові кліматичної системи вважаються зовнішніми.

Як внутрішню кліматичну систему можна розглядати лише атмосферу. Тоді зовнішніми кліматоутворюючими чинниками слід вважати характеристики, що визначають особливості енергетичної взаємодії між атмосферою та іншими компонентами кліматичної системи, розподіл на поверхні Землі океанів і материків, особливості рельєфу земної поверхні, а внутрішніми кліматоутворюючими чинниками – загальну циркуляцію атмосфери і вологообіг.

Стану глобального клімату відповідають свої закономірності в теплообігу, вологообігу та атмосферній циркуляції. Ці кліматоутворюючі чинники визначають багатолітній режим метеорологічних величин і явищ погоди.

Розподіл метеорологічних величин в просторі і в часі визначає розподіл локального клімату на земній кулі. Локальний клімат – сукупність атмосферних умов за багатолітній період, характерний для даної місцевості залежно від її географічного положення.

Теплообіг, вологообіг і атмосферна циркуляція

У атмосферних умовах теплообіг характеризує складні процеси отримання, передачі, перенесення і втрати тепла в системі Земля-атмосфера. Пряма сонячна радіація, що пройшла через атмосферу, і розсіяна радіація, частково від неї відбиваються, але в більшій частині поглинаються нею і нагрівають верхні шари ґрунту і водоймищ. Земна поверхня випускає невидиму інфрачервону радіацію, яку в більшій частині поглинає атмосфера і нагрівається. Атмосфера випромінює інфрачервону радіацію, велику частину якої поглинає земна поверхня. Одночасно земна і атмосферна радіації безперервно випромінюються в світовий простір і разом з відбитою сонячною радіацією врівноважують приплив сонячної радіації до Землі. Частина променистої енергії йде на нагрівання земної поверхні і атмосфери.

Окрім теплообміну шляхом випромінювання, між земною поверхнею і атмосферою відбувається обмін теплом шляхом теплопровідності. У передачі тепла усередині атмосфери важливу роль грає переміщення повітря у вертикальному напрямі. Значна частина тепла, що поступає на земну поверхню, витрачається на нагрівання води. При конденсації водяного пару в атмосфері виділяється тепло, яке йде на нагрівання повітря. Істотним процесом в теплообігу є горизонтальне перенесення тепла повітряними течіями.

Температура повітря має добовий і річний хід залежно від припливу сонячної радіації по широтах, розподіли суші і моря, які мають різні умови поглинання радіації і відповідно по-різному нагріваються, а також горизонтального перенесення повітря з океану на сушу і з суші на океан.

Між атмосферою і земною поверхнею відбувається постійний вологообіг. З водної поверхні, ґрунту, рослинності в атмосферу випаровується вода, на що витрачається велика кількість тепла з ґрунту і верхніх шарів води. У реальних умовах в атмосфері водяний пар конденсується, внаслідок цього виникають хмари і тумани. Осади, випадіння з хмар, врівноважують випаровування в цілому для всієї земної кулі. Кількість опадів і розподіл їх в просторі і в часі визначають особливості рослинного покриву. Від розподілу кількості опадів, їх мінливості, залежить гідрологічний режим водоймищ. Промерзання ґрунту, режим багатолітньої мерзлоти обумовлені висотою снігового покриву.

Нерівномірний розподіл тепла в атмосфері наводить до нерівномірного розподілу атмосферного тиску, і як наслідок руху повітря. На характер руху повітря відносно земної поверхні великий вплив надає добове обертання Землі. У пограничному шарі атмосфери на рух повітря впливає тертя.

Сукупність основних повітряних течій, які реалізують горизонтальний і вертикальний обмін мас повітря, – загальна циркуляція атмосфери. Її прояв в першу чергу залежить від хвиль, що постійно виникають в атмосфері, і вихорів, переміщаються з різною швидкістю. Це утворення атмосферних збурень – циклонів і антициклонів – характерна риса атмосферної циркуляції. Загальна циркуляція атмосфери є однією з характеристик стану кліматичної системи. З переміщеннями повітря пов'язані основні зміни погоди.

Стан глобальної кліматичної системи визначає характер кліматоутворюючих процесів – атмосферній циркуляції, теплообігу і вологообігу, що виявляються в різних географічних регіонах. У зв'язку з цим типи локального клімату залежать від широти, розподілу суші і моря, орографії, ґрунту, рослинного і снігового покриву, океанічних течій.

Вплив географічної широти на клімат

Географічна широта визначає зональність в розподілі елементів клімату. Сонячна радіація поступає на верхню межу атмосфери залежно від географічної широти, яка визначає полуденну висоту Сонця і тривалість опромінення. Поглинена радіація розподіляється складніше, оскільки залежить від хмарності, альbedo земної поверхні, міри прозорості повітря.

Зональність лежить і в основі розподілу температури повітря, яке залежить не лише від поглиненої радіації, але і від циркуляційних умов. Зональність в розподілі температури приводить до зональності інших метеорологічних величин клімату.

Вплив географічної широти на розподіл метеорологічних величин стає помітнішим з висотою, коли слабшає вплив інших чинників клімату, пов'язаних із земною поверхнею.

Зміна клімату з висотою

Атмосферний тиск з висотою падає, сонячна радіація і ефективно випромінювання зростають, температура, питома вологість убувають. Вітер досить складний міняється за швидкістю і напрямом.

Такі зміни відбуваються у вільній атмосфері над рівнинною місцевістю, з великими або меншими збуреннями (пов'язаними з близькістю земної поверхні) вони відбуваються і в горах. У горах намічаються і характерні зміни з висотою хмарності і опадів. Опади, як правило, спочатку зростають з висотою місцевості, але, починаючи з деякого рівня, убувають. В результаті в горах створюється висотна кліматична зональність.

Кліматичні умови можуть сильно розрізнятися залежно від висоти місця. При цьому зміни з висотою набагато більші, ніж зміни з широтою – в горизонтальному напрямі.

Висотна кліматична зональність визначається тим, що в горах зміна метеорологічних величин з висотою створює швидко зміну всього комплексу кліматичних умов. Утворюються розташовані одна над іншою кліматичні зони (або пояси) з відповідною зміною рослинності. Зміна висотних кліматичних зон нагадує зміну кліматичних зон в широтному напрямі. Різниця, проте, в тому, що для змін, які в горизонтальному напрямі відбуваються впродовж тисяч кілометрів, в горах потрібна зміна висоти лише на кілометри. Типи рослинності в горах змінюються в наступному порядку. Спочатку йдуть листяні ліси. У сухому кліматі вони починаються не від підніжжя гір, а з деякої висоти, де температура падає, а опади зростають настільки, що стає можливим зростання деревної рослинності. Потім йдуть хвойні ліси, чагарники, альпійська рослинність з трав і чагарників, що стелюються. За сніговою лінією слідує зона постійного снігу і льоду.

Верхня межа лісу в районах з сухим континентальним кліматом піднімається вище, ніж в районах з 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 у зв'язку з тим, що зростання лісу обмежене середньою липневою температурою. Зміна висотних кліматичних зон

в горах за полярним кругом зводиться до зміни зони тундри на зону постійного морозу.

Межа землеробства в горах близький до кордону лісу; у сухому континентальному кліматі він проходить значно вище, ніж в морському. У помірних широтах ця межа порядку 1500 м. У тропіках і субтропіках польові культури вирощують до висот близько 4000 м, а на нагір'ї Тибету - вище 4600 м.

Вплив розподілу моря і суші на клімат

Розподіл суші і моря визначає розділення типів клімату на морський і континентальний. Зональність кліматичних характеристик виявляється збуреною або перекритою впливом нерівномірного розподілу суші і моря. У Південній півкулі, де океанічна поверхня переважає, а розподіл суші більш симетричний відносно полюса, ніж у Північній, зональність в розподілі температури, тиску, вітру виражена краще.

Центри дії атмосфери на багатолітніх середніх картах тиску виявляють явний зв'язок з розподілом суші і моря: субтропічні зони високого тиску розриваються над материками влітку; у помірних широтах над материками виражено переважання високого тиску взимку і низького тиску літом. Це ускладнює систему атмосферної циркуляції, а значить, і розподіл кліматичних умов на Землі.

Положення місця відносно берегової лінії істотно впливає на режим температури, вологості, хмарності, опадів, визначаючи міру континентальності клімату.

Орографія і клімат

На кліматичні умови в горах впливає висота місцевості над рівнем моря, висота і напрям гірських хребтів, експозиція схилів, напрям переважаючих вітрів, ширина долин, крутість схилів.

Повітряні течії можуть затримуватися і відхилятися хребтами. У вузьких проходах між хребтами швидкість повітряних течій міняється. У горах виникають місцеві системи циркуляції – гірничо-долинні і льодовикові вітри.

Над схилами, що по-різному експонуються, створюється різний режим температури. Форми рельєфу роблять вплив на добовий хід температури. Затримуючи перенесення мас холодного або теплого повітря, гори створюють різкі розділи в розподілі температури на великих географічних просторах.

У зв'язку з перетіканням повітряних течій через хребти на навітряних схилах гір збільшуються хмарність і осідання. На підвітряних схилах виникають фени з підвищенням температури і зменшенням вологості. Над горами виникають хвилові обурення повітряних течій і особливі форми хмар. Над нагрітими схилами гір також збільшується конвекція і, отже, хмароутворення. Все це відбивається в багатолітньому режимі клімату гірських районів.

Океанічні течії і клімат

Океанічні течії створюють особливо різкі відмінності в температурному режимі поверхні моря і тим самим впливають на розподіл температури повітря і на атмосферну циркуляцію. Стійкість океанічних течій призводить до того, що їх вплив на атмосферу має кліматичне значення. Гребінь ізотерм на картах середньої температури наочно показує утеплюючий вплив Гольфстріму на клімат східної частини Північної Атлантики і Західної Європи.

Холодні океанічні течії також виявляються на середніх картах температури повітря відповідними збуреннями в конфігурації ізотерм – язиками холоду, направленими до низьких широт.

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

Вплив снігового і рослинного покриву на клімат

Сніговий (крижаний) покрив зменшує втрату тепла ґрунтом і коливання її температури. Поверхня покриву відображає сонячну радіацію вдень і охолоджується випромінюванням вночі, тому вона знижує температуру приземного шару повітря. Навесні на танення снігового покриву витрачається велика кількість тепла, яке береться з атмосфери: таким чином, температура повітря над танучим сніговим покривом залишається близькою до нуля. Над сніговим покривом спостерігаються інверсії температури: взимку - пов'язані з радіаційним вихолодженням, навесні – з таненням снігу. Над постійним сніговим покривом полярних областей навіть влітку наголошуються інверсії або ізотермії. Танення снігового покриву збагачує ґрунт вологою і має велике значення для кліматичного режиму теплої пори року. Велике альbedo снігового покриву наводить до посилення розсіяної радіації і збільшення сумарної радіації і освітленості.

Густий трав'яний покрив зменшує добову амплітуду температури ґрунту і знижує її середню температуру. Отже, він зменшує добову амплітуду температури повітря. Складніший вплив на клімат має ліс, який може збільшувати над собою кількість опадів, унаслідок шорсткості підстилаючої поверхні.

Проте вплив рослинного покриву має в основному мікрокліматичне значення, поширюючись переважно на приземний шар повітря і на невеликих площах.

Принципи класифікації клімату

Для аналізу закономірностей формування клімату в рамках глобальної системи і вирішення практичних завдань необхідно знати розподіл кліматичних величин по земній кулі або району, а також кліматичного комплексу в цілому.

Залежно від завдання дослідження існують різні підходи до класифікації клімату. Якщо це робиться для цілей аналізу походження самого клімату або для ув'язки з комплексом природних умов (ландшафтно-географічних зон), то таке розділення клімату називається кліматичною класифікацією, а якщо для

прикладних цілей (обслуговування сільського господарства, будівництва, транспорту) – кліматичним районуванням.

Класифікації клімату і районування чисельні і визначаються різними завданнями. Існують класифікації, що зв'язали з кліматом поширення рослинності, ґрунтів, річкової мережі, рельєфу в цілому або вивчаючи закономірності формування з локального клімату глобальної кліматичної системи.

Сучасні класифікації і районування не обмежуються розділенням клімату, вони також виявляють їх систему, тим самим звертаючи увагу і на їх схожість.

Мезоклімат. Клімат великого міста

Місто представляє протяжну неоднорідність. Воно створює свій місцевий клімат, а на окремих його вулицях і площах створюються мікрокліматичні умови, що визначаються міською забудовою, покриттям вулиць, розподілом зелених насаджень, водоймищ.

Сонячна радіація в умовах великих промислових міст виявляється зниженою унаслідок зменшення прозорості із-за диму і пилу. За рахунок збільшення мутності атмосфери в середньому може втрачатися до 20% сонячної радіації, особливо сильно ослабляється прихід ультрафіолетової радіації. Одночасно в місті до розсіяної радіації додається відбита стінами і мостовими.

На території міста унаслідок забруднення повітряного басейну понижено ефективно випромінювання і нічне вихолодження. Зміна радіаційного балансу, додаткове надходження тепла в атмосферу за рахунок спалювання палива і малу витрату тепла на випаровування призводять до вищих температур усередині міста в порівнянні з околицями.

Над містом існує "острів тепла". Інтенсивність і розміри острова тепла змінюються в часі і просторі під впливом фонових метеорологічних умов і місцевих особливостей міста. Найбільш характерні закономірності зміни температури повітря при переході від сільської місцевості до центральної частини міста (Рис. 6). На кордоні місто - сільська місцевість виникає значний горизонтальний градієнт температур, який може досягати $4^{\circ}\text{C}/\text{км}$

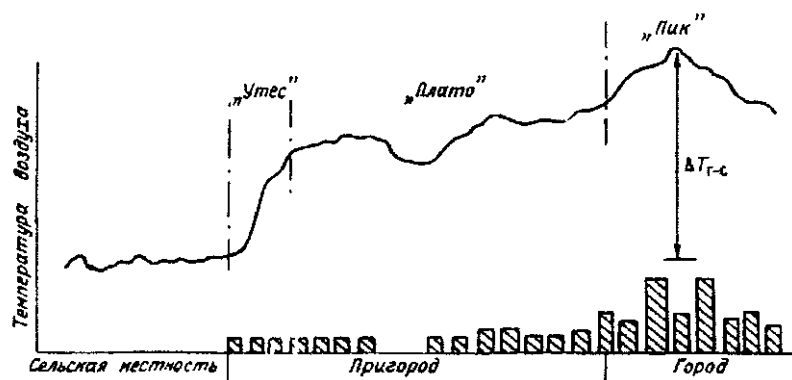


Рис. 6 Узагальнений перетин характерного острова тепла над містом

Велика частина міста є "плато" теплого повітря з невеликим підвищенням температури у напрямку до центру міста. Термічна однорідність цього плато порушується впливом парків і озер (області холоду) і щільною забудовою промислових і адміністративних будівель (області тепла). У центральній частині великих міст розташовується "пік" острова тепла, де температура повітря максимальна.

Уявлення про різницю температур між містом і передмістям в різних фізико-географічних районах дають криві річного ходу цих різниць. Для Москви і С.Петербурга різниця температур місто-передмістя в середньому за рік складає біля 10°C – температура в місті вища. У південних містах (Ашхабад і Харків) в літні місяці температура нижча, ніж в передмісті. Це в першу чергу пов'язано з озелененням міст, вдень прохолодніше, а в нічний час тепліше, ніж в приміській зоні.

За даними різних авторів, тепловий вплив міст чітко виявляється в межах 100-500 метрового шару. Одночасно з цим в кліматі міста виявляється багато загальних ознак інколи і до висоти 1 км. Велика шорсткість підстилаючої поверхні і острів тепла обумовлюють особливості вітрового режиму в умовах міста. При слабких вітрах (1-3 м/с) може виникнути міська циркуляція. У поверхні Землі течії направлені до центру, де розташовується острів тепла, а вгорі спостерігається відтік повітря до околиць міста.

У місті відмінності в нагріві освітлених і затінених частин вулиць і дворів визначають місцеву циркуляцію повітря. Висхідні рухи формуються над поверхнею освітлених стін, а низхідні – над затіненими стінами. Наявність в містах

водоймищ сприяє розвитку денної місцевої циркуляції від водоймища до міських ділянок, а вночі навпаки.

Вітровий режим крупних міст характеризується зниженням швидкості вітру в місті в порівнянні з передмістям. В деяких випадках в місті можливе посилення швидкості вітру: при напрямках вітру, співпадаючих з напрямом вулиці, обмеженої багатоповерховими будівлями.

Вологість повітря в крупних містах нижча, ніж в околицях, що пов'язане з підвищенням температури і загальним пониженням вологи в атмосфері над містом унаслідок зменшення випару. Відмінності в абсолютній вологості можуть досягати 2,0-2,5 гПа і відносній вологості 11-20 %.

Контрасти вологості місто - околиці в річному ході мають максимальні значення в літній період, а в добовому ході - у вечірні години. Раннім вечером повітря в сільській місцевості охолоджується швидшим, і стратифікація робиться стійкішою в порівнянні з умовами в міській забудові. У нижніх шарах повітря відбувається збільшення вологи, оскільки випаровування у Землі перевершує відтік вологи у верхні шари із-за ослабленого турбулентного обміну. Протягом подальшої ночі випадна роса зменшує вологість у поверхні Землі. У містах, навпаки, поєднання слабкого утворення роси, наявності антропогенних джерел водяного пару і областей застійного повітря забезпечує велику вологість в міських забудовах. Вдень розвинена термічна нестійкість забезпечує обмін вологою між нижніми і верхніми шарами повітря, і відмінність між містом і його околицями згладжується.

У широтних зонах, де взимку поверхня Землі покривається снігом або замерзає, повітря у великому місті може бути вологішим і вдень, за рахунок антропогенних джерел, що забезпечують значний вступ водяного пару в атмосферу. При розгляді впливу міста на осідання необхідно окремо розглядати тверді і рідкі осідання, оскільки вплив міста на кожен з названих видів буде різним. У зимовий період року відмінності в сумах опадів зазвичай незначні. У літній час найбільші суми опадів випадають над містом, але не в центральній його частині, а на околицях. Якщо вологість повітря досить висока, то підвищена конвек-

тивна нестійкість і забрудненість повітря над містом сприяють утворенню хмарності.

Наявні відмінності в режимі температурної вологості місто-передмістя виявляються і в розподілі атмосферних явищ. Туманів в місті у зв'язку з підвищенням температури і пониженням відносної вологості може бути менше, ніж за містом.

Дослідження грозової діяльності в різних районах показали, що середня сумарна тривалість всіх гроз за рік в місті в 1,5-2,5 разу менше, ніж на його околицях.

Навчальне видання

Саратов Іван Юхимович,
Дядін Дмитро Володимирович

Конспект лекцій з навчальної дисципліни

“Метеорологія і кліматологія”

(для студентів 2 курсу денної та 3 курсу заочної форм навчання напряму
6.040106 «Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване при-
родокористування»)

План 2009, поз. 32 Л

Підп. до друку 18.11.2009
Друк на ризографі
Зам. №

Формат 60x84 1/16
Ум. друк. арк. 2,6
Тираж 50 пр.

Видавець і виготовлювач:
Харківська національна академія міського господарства
вул. Революції, 12, Харків, 61002
Електронна адреса: rectorat@ksame.kharkov.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи:
ДК № 731 від 19.12.2001