

Тема 4. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ

План

1. Тепловий баланс.
2. Адіабатичний процес в атмосфері
3. Інверсія температури
4. Тепловий режим нижнього шару атмосфери .
5. Географічний розподіл температури повітря
6. Теплові пояси

1. Тепловий баланс.

Нижні шари атмосфери нагріваються і охолоджуються в основному за рахунок радіаційного і нерадіаційного теплообміну з підстеляючою поверхнею. Через земну поверхню теплота передається не тільки в атмосферу а й донизу, в ґрунт і воду. Алгебраїчна сума приходу і витрати теплоти повинна дорівнювати за певний проміжок часу нулю, оскільки в протилежному випадку буде порушений закон збереження енергії. Більша частина теплоти надходить на земну поверхню від сонячної енергії і є різницею між поглинутою радіацією і ефективним випромінюванням, тобто радіаційним балансом R . Шляхом теплопровідності земна поверхня може віддавати теплоту вниз або одержувати з глибини ґрунту і води P /. Внаслідок турбулентного і молекулярного теплообміну теплота може переходити від земної поверхні в атмосферу і навпаки A /. Крім того, земна поверхня втрачає теплоту на випаровування або одержує при конденсації водяної пари LE , L - прихована теплота пароутворення; E - маса сконденсованої або випаруваної води/. Рівняння теплового балансу земної поверхні буде мати вигляд

$$R = P + A + LE.$$

Тепловий баланс атмосфери складається з поглинутої атмосферними газами сумарної сонячної радіації, земного випромінювання, зустрічного випромінювання атмосфери, теплоти від конденсації та від теплообміну з земною поверхнею і випромінювання, яке атмосфера віддає в міжпланетний простір.

За підрахунками С.П.Хромова /1983/, атмосфера поглинає 20 одиниць теплоти сумарної сонячної радіації, 30 одиниць теплоти конденсації і теплообміну з земною поверхнею і 107 одиниць теплоти від земного випромінювання і випромінює 187 одиниць теплоти в космос, тобто стільки ж, скільки отримала /рис. 5/.

Загальний тепловий баланс системи "Земля - атмосфера" визначається на верхній межі атмосфери, через яку проходить сонячна радіація /100%/ і виходить в космос .відбита і розсіяна радіація /35% -планетарне альбедо/, ефективно випромінювання земної поверхні /10%/ та випромінювання атмосфери /55,/. Отже, на верхній межі атмосфери є рівновага між надходженням і витратою тільки променевої енергії, тобто складових частин радіаційного і теплового балансу системи "Земля – атмосфера" в цілому.

У підручнику "Кліматологія" /Дроздов О.О. та ін., 1989/ наведено схему теплового балансу системи Земля — атмосфера в відносних одиницях за Шнайдером і Деннетом. За цією схемою атмосфера поглинає 20 одиниць від

сонячної енергії, яка надходить на верхню межу атмосфери, 47 одиниць поглинає діюча поверхня суші і океану, 6 одиниць - хмари. Загальне альbedo системи "Земля - атмосфера" - 28%, тобто 28 одиниць відбивається назад у Космос. Довгохвильове випромінювання підстеляючої поверхні становить 114 одиниць, зустрічне —96 одиниць. Атмосфера поглинає 109 одиниць випромінювання, яке надходить від земної поверхні. Загальне довгохвильове випромінювання, яке атмосфера посиляє в світовий простір, становить 72 одиниці. Радіаційний баланс підстеляючої поверхні 29 одиниць, атмосфери — 29 одиниць. тобто для системи він дорівнює нулю. Перенесення енергії завдяки випаровуванню і конденсації становить 24 одиниці і турбулентності - 5 одиниць.

На схемах зображений в основному механізм вертикального перерозподілу енергії в кліматичній системі. Але радіаційний баланс компенсується ще й в результаті горизонтального перенесення теплоти в океані та атмосфері, завдяки міжширотному обміну повітряних мас і води. Горизонтальне перенесення енергії враховують в теорії клімату, адже регіональний розподіл складових радіаційного балансу системи "Земля - атмосфера" змінюється під впливом хмарності. Повний потік явної теплоти в атмосфері має три максимуми: один біля екватора і два біля 40° ш. обох півкуль, оскільки між даними широтами спостерігається надлишок радіаційної енергії, а північніше 40° широти - нестача. Теплота переноситься з приекваторіальних, тропічних і субтропічних районів в інші, а також з океанічних областей помірних широт, де вона нагромаджується завдяки виносу океанськими течіями.

Тепловий баланс системи "Земля - атмосфера" між 40° пд.ш. збільшується від 0 до 20...40 ккал на квадрат. см за рік, лине в пустелі Сахарі та в пустелях Аравії та Ірану він зменшується до нуля. На північ і на південь від 40-х широт баланс теплоти від'ємний і зменшується до -60 ккал на квадрат. см за рік за полярним колом. М.І.Будико відносить до складових частин загального теплового балансу Землі в цілому притік сонячної радіації на верхню межу тропосфери, планетарне альbedo, поглинуту і засвоєну повітрям тропосфери радіацію, поглинання радіації земною поверхнею. ефективно випромінювання, радіаційний баланс /залишок теплоти/, витрати теплоти на випаровування, турбулентний теплообмін і довгохвильове випромінювання Землі в цілому.

2. Адіабатичний процес в атмосфері

Термічний режим суші та океанів відрізняється тим, що водойми нагріваються і охолоджуються повільніше, тому вони вночі тепліші, а вдень холодніші за сушу. За рахунок перемішування і термічної конвекції нагрівається потужний шар води, на суші - тільки поверхня ґрунту. Добові коливання температури проникають в ґрунт до глибини в середньому 1 м, у воду - до 20 м, а річні коливання відповідно до глибин 20 м і 200...400 м. У зв'язку з великою теплоємністю при охолодженні 1 м води на 1 °С нагрівається 3000 кубічних м повітря на 1 °С. Атмосферне повітря

нагрівається від поверхні суші і водойм, оскільки безпосередньо поглинання сонячної радіації дає не більше 0,1 °С за годину.

Отже, атмосферне повітря нагрівається від земної поверхні. Передача теплоти вгору відбувається шляхом молекулярної теплопровідності, конвекції, турбулентного перемішування і конденсації водяної пари/прихована теплота/. Молекулярна теплопровідність не має великого значення, адже повітря є поганим провідником теплоти. Вирішальне значення мають конвекція, турбулентність і конденсація. Конвекція - перенос теплоти вверх потоками повітря. Нагріте повітря підіймається вгору, а на його місце знову надходить холодне повітря. Так виникають вертикальні конвективні рухи. Турбулентне перемішування зумовлене виникненням у повітрі неупорядкованих завихрень, рухів, напрямків. При підйомі повітря потрапляє вгору в умови зниженого тиску, розширяється. На це витрачається певна робота і певна кількість теплоти тому повітря адіабатичне охолоджується.

Адіабатичним називається процес, під час якого зміни температури відбуваються без теплообміну з навколишнім середовищем, а лише внаслідок перетворення внутрішньої енергії в роботу і навпаки, завдяки внутрішнім змінам тиску, вологості і температури.

Якщо повітря сухе, тобто без водяної пари, з підняттям на 100 м висоти його температура падає на 1 °С, а при опусканні відповідно зростає на 1 °С. Такий процес називають сухоадіабатичним.

Вирішальне значення у вологому повітрі має конденсація водяної пари. На випаровування води з земної поверхні витрачається велика кількість теплоти, яка у вигляді прихованої теплоти переноситься водяною парою вверх і виділяється при конденсації внаслідок адіабатичного охолодження повітря, яке підіймається вверх і розширюється. Охолодження вологого повітря, в якому відбувається конденсація і виділення прихованої теплоти пароутворення, при піднятті йде повільніше, наприклад, на 0,5...0,8 °С на 100 м висоти. Такий процес називають волого адіабатичним.

3. Інверсія температури

Головне джерело теплоти для повітря - це земна поверхня, тому нормальним є те, що температура з висотою в тропосфері знижується. Але часто буває, що температура в певному шарі повітря з висотою підвищується, таке явище називають інверсією температури. Інверсії спостерігаються в приземних шарах повітря і на деяких висотах у вільній атмосфері.

Приземні інверсії за походженням бувають радіаційні, адвективні, орографічні, сніжні. Радіаційні інверсії виникають в теплу пору року при безхмарній погоді. Після заходу Сонця земна поверхня і прилеглий шар повітря охолоджуються за рахунок радіаційного випромінювання теплоти. Орографічні інверсії утворюються в тиху штилевую погоду в котловинах і долинах, куди стікає холодне повітря, а на вершинах горбів і схилах лишається більш тепле повітря. Адвективні інверсії виникають в результаті

надходження теплого повітря в охолоджену місцевість. навесні біля земної поверхні теплота витрачається на танення снігу і виникають сніжні інверсії.

З інверсіями певною мірою пов'язані заморозки навесні і восени, коли середньодобові температури стають додатними, але приземний шар повітря охолоджується нижче 0 °С. Заморозки бувають радіаційні та адвективні подібно до відповідних інверсій температури.

4. Тепловий режим нижнього шару атмосфери .

Розподіл температури на поверхні або в атмосфері та її безперервна зміна в часі називається тепловим режимом. Тепловий режим атмосфери характеризується середньодобовими температурами, середніми температурами кожного місяця, найтеплішого і найхолоднішого місяців, середніми температурами кожного року і середньою багаторічною температурою, мінімальними і максимальними температури за певний проміжок часу.

Залежність температури повітря від інтенсивності сонячної радіації та характеру підстеляючої поверхні обумовлюють її нерівномірний хід протягом дня і року. Добовий і річний хід температури повітря до висоти 2 км у загальних рисах нагадує хід температури на земній поверхні. В повітрі на висоті 2 м добовий максимум в середньому настає після максимуму температури ґрунту, о 14-15 годині, а мінімум - після сходу Сонця. Але добовий хід температури повітря може бути зовсім неправильним залежно від зміни хмарності та надходження повітряних мас з іншою температурою. Добова амплітуда температури залежить від широти, сезону, характеру ґрунтів, рельєфу, амплітуди температури підстеляючої поверхні та від хмарності /див. рис. 6./. Добова амплітуда температури повітря зменшується від тропіків /в середньому 12 °С/ до полюсів /на широті 60° -6 °С, на широті 70° - 3 °С/. В степах і пустелях добова амплітуда температури зростає, а над густим рослинним покривом або над водою зменшується, вона більша в долинах і ярах і менша на вершинах, схилах і горбах. Над океаном в нижньому шарі повітря добова амплітуда не перевищує 1.5 °С.

Річний хід температури повітря залежить від широти. Ступінь океанічності або континентальності клімату проявляється в річній амплітуді температури, тобто в різниці між середніми температурами найтеплішого і найхолоднішого місяців. Річна амплітуда температури збільшується за широтами .

Річні амплітуди температури повітря

/за Щубаєвим Л.П., 1977/, °С

Широти	Північна	Південна	Широти	Північна	Південна
80	31,0	28,7	40	17,7	4,9
70	32,2	19,5	30	13,3	7,0
60	29,0	11,8	20	7,4	5,9
50	23,8	4,3	0		1,8

Крім того, річна амплітуда температури залежить від переважання морських або континентальних повітряних мас і відповідно зростає у

внутрішніх материкових секторах. Особливо наочно це спостерігається в Євразії.

Річна амплітуда температури повітря в Євразії на 52° пн.ш.
Довгота Середні температури, °С Річна амплітуда ----Середня

-----найтеплішого...найхолоднішого.....річна температура

	місяця	місяця		
10° з.	15	7	8	10
7° сх..	17	1	16	9
21° сх.	18	-5	23	7
36° сх.	19	-10	29	5
55° сх.	22	-15	37	3
80° сх.	22	-18	40	3
116° сх.	23	-30	53	-2

Залежно від широти і континентальності виділяють наступні типи річного ходу температури повітря:

А. Екваторіальний тип. Характеризується малою амплітудою /1...5 °С/. Не дуже чітко проявляються два відносних максимуми рівнодення під час зенітного стояння Сонця.

Б. Тропічний тип. Амплітуда зростає до 10...15 °С у внутрішніх материкових секторах. Спостерігається один максимум під час літнього сонцестояння і один мінімум під час зимового сонцестояння. Абсолютний максимум температури досягав 58 °С у північній Африці біля м. Тріполі.

В. Тип помірного поясу. Річна амплітуда в морському кліматі 10...15 °С, у континентальному 26...40 °С, в центрі Євразії - до 60 °С і більше. Один максимум спостерігається після літнього сонцестояння, наприклад, у північній півкулі для морського клімату - в серпні, а для континентального - в липні. Мінімум, відповідно, настає після зимового сонцестояння і в північній півкулі припадає на лютий-березень над морями і на січень на суші, тобто над морями екстремуми запізнюються в зв'язку з особливостями термічного режиму води. Полюси холоду північної півкулі перебувають на північному сході Азії в Верхоянську і Оймяконі, де абсолютний мінімум температури дорівнює -71 °С.

Г. Полярний тип. Мінімум температури зміщений на час появи Сонця після тривалої полярної ночі. Найтеплішим у північній півкулі є липень, у південній - січень або грудень. Річна амплітуда температури на суші дорівнює 30...40 °С, а в морському кліматі - близько 20 °С. Найнижча на Землі температура повітря -89,2 °С зафіксована в Антарктиді поблизу полярної станції "Восток".

Спостереження за температурою повітря, ґрунту і води на метеостанціях ведуться з допомогою термометрів і термографів. Прилади для вимірювання температури повітря встановлюють в метеобудці на висоті 2 м над землею поверхнею. Термометри бувають термінові, максимальні та мінімальні.

5. Географічний розподіл температури повітря

Розподіл температури повітря на земній поверхні показують на картах ізотерм року, найтеплішого і найхолоднішого /липень і січень/ місяців. Ізотерми — це лінії, які з'єднують точки з однаковою температурою. Для складання карт ізотерм температури приводять до рівня моря, вважаючи, що з висотою температура зменшується в середньому на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м.

Для вивчення закономірностей розподілу температури використовують карти ізотерм липня і січня, які взято за найтепліший і найхолодніший місяці, або карту ізотерм року. Простежується широтно-зональна закономірність в розподілі теплоти. Температури поступово зменшуються від екватора до полюсів, але взимку це явище проявляється більш різко, бо горизонтальні температурні градієнти в 2 рази більші, ніж влітку. Над сушею зниження температури в бік полюсів виражено більш чітко, ніж над океанами.

У січні в північній півкулі головний полюс холоду міститься в Якутії, в зв'язку з великим випромінюванням снігового покриву і вихолоджуванням повітря в міжгірних котловинах і долинах при пануванні малоохмарної антициклонічної погоди. Другий полюс холоду розміщений над Гренландією. Вздовж берегів материків ізотерми відхиляються від широтного ходу і мають субмеридіональний напрям, різкі контрасти біля західних берегів материків зумовлюють теплі течії, що проникають далеко на північ. Крім того, між Гольфстрімом і Скандинавським півостровом контрасти підсилюються прибережними горами Норвегії, на схід від яких над сушею збирається холодне повітря. Під впливом теплих течій ізотерма січня $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ відступає до 83° пн.ш., а значна частина Баренцова моря не замерзає. Аналогічно впливають на температуру повітря Скелясті гори на західно узбережжі Північної Америки. Контрасти температур біля східних берегів материків є наслідком холодних течій, що рухаються з Арктики, зменшують температуру повітря і порушують її зональний розподіл.

Влітку розподіл температури значно змінюється. У північній півкулі напрям ізотерм наближається до широтного і лише в районах холодних течій біля берегів Північної Америки, Каліфорнії, Північно—Східної Азії вони відхиляються далеко на південь. Над материками спостерігаються кілька центрів теплоти: Долина Смерті в Каліфорнії, Лівійська пустеля, Мексика, де максимальна температура підвищується до $57...58$ градусів Цельсія..

У південній півкулі розподіл температур одноманітніший, але й тут є свої області теплоти - пустеля Калахарі та Центральна Австралія, де температура січня піднімається вище за $45\text{ }^{\circ}\text{C}$, а липня - падає до -5°C . Полюсом холоду є Антарктида, де в серпні 1983 р. зафіксований абсолютний мінімум $-89,2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Якщо визначити середні температури кожної паралелі або широтної зони, можна зазначити, де проходить найтепліша паралель, яку називають термічним екватором. Цей екватор не збігається з географічним і розміщений біля 10° пн.ш., де проходить середньорічна ізотерма $27\text{ }^{\circ}\text{C}$. Північна півкуля в цілому тепліша за південну, відповідно 15 і $13\text{ }^{\circ}\text{C}$, а Арктика тепліша, ніж Антарктида. Річний хід температури в південній півкулі океанічний, а в

північній - материковий, амплітуда відрізняється в 2,5 рази. Все це прояви термічної, або теплової, дисиметрії Землі. Крім того, термічні умови порушуються а гірських країнах, де завдяки зменшенню температури з висотою проявляється висотна кліматична поясиність.

6. Теплові пояси

На основі широтно-зональних закономірностей в розподілі ізотерм виділяють теплові пояси на земній кулі: жаркий, два помірних, два холодних і два пояси вічного морозу.

Від 30° пн.ш. до 30° пд.ш. розміщений жаркий пояс з середньорічними температурами вище 20 °С. На північ і на південь йдуть помірні теплові пояси, які обмежені середньорічними ізотермами 10 °С найтеплішого місяця, тобто крайньою температурою досягання насіння деревних порід. Термічні умови поясу змінюються за широтою. На півдні вони придатні для росту субтропічних рослин, помірно-теплі в степах і мішаних лісах, помірно-холодні в зоні хвойних лісів.

У субполярних широтах простягаються холодні пояси, північна і південна межа яких збігається з нульовою ізотермою найтеплішого місяця /зона тундри/. Біля полюсів розміщені пояси вічного морозу, де середня температура всіх місяців року від'ємна. Термічні пояси служать основою для виділення кліматичних поясів.