

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
СУМСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

В.О. Тюленєва

КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ

**З КУРСУ “МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ”
ЧАСТИНА II**

для студентів спеціальності 6.070800 усіх форм навчання

СУМИ ВИД-ВО СУМДУ 2004

ЛЕКЦІЯ 9 ВОДА В АТМОСФЕРІ. ВИПАРОВУВАННЯ І ВИПАРОВУВАНІСТЬ. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЛОГОСТІ ПОВІТРЯ

Атмосферні води є невід'ємною частиною всіх природних вод, які утворюють єдину систему, об'єднану вологообертом. У земній атмосфері міститься приблизно 14-15 тис.км³ води одночасно (що відповідає 27 мм шару на поверхні Землі). Це мізерно мало в порівнянні з усією кількістю води гідросфери, однак треба відмітити, що вода атмосфери швидко змінюється, тривалість її перебування в атмосфері близько 25 днів.

Майже уся волога зосереджена в нижньому, п'ятикілометровому шарі повітря і може міститися тут у вигляді водяного пару, крапель та у твердому вигляді (сніжинки, кристалики, градинки тощо). Надходить вода до атмосфери завдяки двом процесам:

- а) **випаровування** з поверхні водойм і зволоженого ґрунту, транспірації з листків зелених рослин;
- б) **перенесення вологи** з земної поверхні в атмосферу завдяки **конвективним струмам**.

Випаровування – процес відриву молекул (у даному випадку води) від поверхні (водяної, ґрунтової, рослинної). Процес цей у першу чергу енергетичний. Він залежить від кількості теплової енергії, яка, у свою чергу, описується температурою. Відомо, що для випаровування 1 г води потрібно 597 кал, а для випаровування 1 г льоду на 80 кал більше. У результаті температура поверхні, з якої випаровується волога, знижується. Крім того, на випаровування вологи впливають наявність води, яка може випаруватися, вологоємність повітря, куди може випаруватися волога, і швидкість вітру. Процес випаровування був описаний Дальтоном:

$$E = f(V)[\Sigma d] , \quad (9.1)$$

де $f(V)$ – емпіричний коефіцієнт, який враховує швидкість вітру, має значення від 0,5 до 1,0;

Σd – сума дефіцитів вологи в повітрі, яка побічно враховує температурні умови;

E – величина вологи, що випарувалася.

Випаровування виміряється в міліметрах шару вологи, що випарувалася (1 мм шару вологи на 1 м^2 складає 1 л або 1 кг води).

Випаровування океану майже на всіх широтах значно більше, ніж випаровування із суші. У випадку випаровування води з поверхні океану чи моря головну роль відіграють теплові умови. Максимально можливе випаровування, обмежене тільки тепловими ресурсами, називається **випаровуваністю**. Передбачається, що величину випаровуваності можна спостерігати тільки з водяної поверхні, де приплив води для випаровування невичерпний.

Випаровування належить до найважливіших природних процесів біосфери. На нього витрачається велика частина сонячного тепла (лекція 3). Волога, що випарувалася, надходить на материки і забезпечує їх опадами. Один з видів випаровування – транспірація – бере участь в біологічних процесах і утворенні біологічної маси.

Біофізичне і кліматичне значення випаровуваності полягає в тому, що вона показує висушуючу здатність повітря: чим більше може випаруватися вологи (але запаси її обмежені), тим яскравіше виражена посушливість. В одних місцях це призводить до появи пустель, в інших викликає тимчасові посухи, а там, де випаровуваність незначна, створюються умови до перезволоження.

Порівнюючи **величини фактичного випаровування і випаровуваності** (додатки И, Ж), можна побачити, що вони збігаються тільки над океанами і морями й в екваторіальних широтах, на суші та інших місцях суходолу картина більш складна.

Максимальні величини випаровуваності належать африканським пустелям. У центральних їх частинах вона

перевищує 3000 мм, а випаровування, обмежене незначною кількістю опадів, не перевищує 100 мм у рік. Різниця між потенційним (3000 мм) і фактичним (100 мм) випаровуванням і виражає ступінь сухості Сахари.

До півдня і півночі від африканських пустель випаровуваність зменшується (на екваторі вона менше в два рази, ніж у Сахарі) і майже скрізь на суші вона більше фактичного випаровування. Збігаються величина (до 1500 мм) випаровування і випаровуваності в районі дельти ріки Ганг, заболочених низинах р. Меконг в Азії, в районах Верхнього Нілу в Африці та в басейні ріки Амазонка.

У районах Заполяр'я на азіатському і північноамериканському материках на суходолі значення випаровуваності та випаровування знову збігаються. Тут величина випаровуваності невелика і обмежується тепловими можливостями і так, як і фактичне випаровування, складає 100-200 мм на рік.

За рік з поверхні Землі в цілому випаровується шар у 1020 мм. На океані його потужність 1260 мм, на материках знижується до 420 мм.

У цілому **зональна характеристика випаровування** така: найбільший шар (до 2500 мм) випаровується з тропічних океанів, що викликано інтенсивною сонячною радіацією при безхмарному небі і безупинному віднесенні вологи пасатами. На суші в цих широтах сонячна радіація обумовлює таку саму велику випаровуваність, яка не може бути виконана через малу кількість опадів, тобто випаровування менше 100 мм.

В екваторіальній зоні через активну хмарність, яка розвивається вдень, і затишності випаровування і випаровуваність знижуються до 1000 мм як на суші, так і на океані.

У помірному поясі північної півкулі в зоні пустель випаровування близько 200 мм і менше, в лісовій зоні – від 300 до 500 мм, у тундрах знову зменшується до 100 мм. У пустелях мале випаровування викликано нестачею вологи, в тундрах – нестачею тепла.

Співвідношення випаровування і випаровуваності, як було сказано вище, є гарним показником **атмосферного зволоження**.

Для визначення випаровуваності (E_0) М.М. Іванов (1956) запропонував формулу

$$E_{0\text{міс}} = 0,0018 \cdot (25+t)^2 \cdot (100-r), \quad (9.1)$$

де t - середня температура повітря за місяць;

r – відносна вологість за місяць.

Показник атмосферного зволоження менше 1 свідчить про сухість даної території в тому ступені, чим менше співвідношення випаровування і випаровуваності.

Кількість водяної пари в атмосфері дає такий важливий метеорологічний елемент, як **вологість повітря**.

Її характеристиками є:

1 Абсолютна вологість, «а» - вміст в атмосфері водяної пари у грамах в 1 м^3 повітря.

2 Фактична пружність, «е» - тиск водяної пари, яка міститься в повітрі. Вимірюється, як правило, у мілібарах або інших одиницях тиску. Коли водяна пара надходить у повітря, воно, як і всі інші гази, створює певний тиск, названий **парціальним**.

Чисельні значення «а» і «е» дуже близькі, а при температурі $16,4^\circ$ збігаються, тому фактичну пружність часто називають **абсолютною вологістю**.

3 Максимальна пружність водяної пари, яка насичує повітря (або пружність насичення), «Е» - межа вмісту водяної пари в повітрі при даній температурі. Воно характеризує рівновагу між числом молекул, які залишають воду і повертаються до неї.

Чим вище температура повітря, тим більше водяної пари може міститися в об'ємі цього повітря. Величина «Е» також виражається в мілібарах.

4 Відносна вологість «г» - відношення фактичної пружності водяної пари до пружності насичення, виражене у відсотках:

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100\% . \quad (9.2)$$

Відносна вологість характеризує ступінь насичення повітря водяною парою. При повному насиченні $e = E$, $r = 100\%$.

5 Дефіцит вологості, «d» - недолік насичення при даній температурі, мб:

$$d = E - e. \quad (9.3)$$

6 Точка роси, «Т₀» - температура, при якій водяна пара, яка міститься в повітрі, насичує його. При $r = 100\%$ точка роси Т₀ завжди дорівнює температурі цього повітря, якщо $r < 100\%$, то Т₀ менше температури даного повітря. Для того щоб фактичний зміст водяної пари насичував повітря, необхідно знизити температуру цього повітря.

Вологість повітря постійно змінюється у зв'язку зі зміною температури поверхні, що випаровується, і повітря, співвідношення процесів випаровування і випаровуваності, переносу вологи. **Добовий хід абсолютної вологості** може бути простим і подвійним. Простий характерний для місць з достатньою кількістю вологи (над океаном, в окремих місцях на суші, де $E = E_0$). Він збігається з добовим ходом температури.

Подвійний хід має два максимуми і два мінімуми і характерний для суші. Ранковий мінімум збігається з мінімумом температури і пояснюється дуже слабким випаровуванням у нічні години. Зі збільшенням надходження сонячної енергії випаровування зростає, абсолютна вологість досягає максимуму близько 9-10 годин ранку.

Потім, коли поверхня вже добре прогріта, розвивається конвекція, і перенесення вологи у вищі шари відбувається швидше, ніж вона надходить з поверхні, що випарову-

ється, тому до 16-ї години виникає другий мінімум. Після 16 годин конвекція поступово слабшає і припиняється, а з ще теплої поверхні випаровування відбувається досить інтенсивно, й у нижніх шарах знову накопичується водяна пара і до 20-21-ї години спостерігається другий максимум.

Річний хід абсолютної вологості також відповідає річному ходу температури.

Вміст вологи в повітрі спадає у напрямку від екватора до полюсів від 18-20 мб до 1-2 мб. Максимальна абсолютна вологість (більше 30 г/м³) зафіксована над Червоним морем, у дельті р. Меконг, і над Бенгальською затокою (близько 70 г/м³), найменша – над Антарктидою (до 0,1 г/м³).

Висновки

1 Вода в атмосфері перебуває у вигляді водяної пари, крапель та у твердому вигляді (сніжинки, кристалики, градинки тощо). Надходить вода до атмосфери завдяки процесам випаровування і перенесення вологи, що випарувалася, нагору, в атмосферу конвективними струмами.

2 Випаровування – процес відривання молекул від водяної або насиченої водою поверхні. Воно залежить від кількості теплової енергії, наявності води, що може випаруватися, від вологості повітря, куди випаровується вода, і швидкості вітру.

Максимально можливе випаровування з водяної поверхні називається випаровуваністю. Випаровуваність при необмеженому підтіканні води визначається тільки тепловими ресурсами.

3 Величини фактичного випаровування і випаровуваності однакові над морською поверхнею на всіх широтах. На суші вони збігаються тільки в районі екватора і вологих тропіків, де є необмежена кількість води для випаровування. Однакові ці величини і у районах, де обмежені теплові ресурси (північні помірні та полярні широти). У всіх інших природних комплексах на суші випаровування менше випаровуваності.

4 Розрахунок випаровуваності можна провести за формулою М.М. Іванова $E_{0 \text{ мис}} = 0,0018 \cdot (25+t)^2 \cdot (100-r)$. Максимальна її величина характерна для пустель Сахари (до 3000 мм), мінімальна – для Заполяр'я (близько 100 мм).

Найбільше випаровування із суші спостерігається в екваторіальних широтах (басейн Амазонки, верхів'я р. Ніл) – до 1500 мм, мінімальне – в Заполяр'ї (близько 100 мм). У цілому з поверхні Землі випаровується шар води в 1022 мм.

Співвідношення фактичного випаровування і випаровуваності є показником атмосферного зволоження, вірніше показником сухості даного регіону (чим менше це співвідношення, тим більше посушливість).

5 Кількість водяної пари в атмосфері називається вологістю повітря. Вона характеризується абсолютною вологістю (г/м^3), фактичною пружністю (мб), максимальною пружністю при даній температурі (мб), відносною вологістю (%) і дефіцитом (мб). Крім того, для характеристики умов насичення повітря водяною парою використовують температурну характеристику – «точка роси».

6 Вологість повітря (абсолютна і фактична пружність) в основному вимірюється протягом доби і за рік відповідно до ходу температури повітря. Максимальна абсолютна вологість зафіксована над Червоним морем, над Бенгальською затокою та в дельті р. Меконг (до 70 г/м^3), найменша – над Антарктидою (близько $0,1 \text{ г/м}^3$).

ЛЕКЦІЯ 10 ПРОДУКТИ КОНДЕНСАЦІЇ ТА СУБЛІМАЦІЇ БІЛЯ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ. ТУМАНИ

Коли температура повітря починає знижуватися, то фактична вологість швидко насичує це повітря і починається процес **конденсації**, або **сублімації**. Конденсація – процес переходу пари в краплинно-рідкий стан, а сублімація – перехід пари у твердий стан (минаючи рідку фазу).

Для конденсації необхідні дві умови: зниження температури повітря до “точки роси” і наявність **ядер конденсації**, тобто тіл, на яких можливе осідання водяної пари.

Конденсація і сублімація можуть відбуватися на поверхні Землі і на предметах, розміщених на ній, в атмосфері біля поверхні Землі і на висоті.

Ядрами конденсації є аерозолі природного та індустриального походження (пил з материків, морські солі з океанів, сажа, усіяні частки біогенного походження тощо).

Усі види наземної конденсації та сублімації поділяються на горизонтальні та вертикальні.

До горизонтальних відносять **росу** та **іній**.

Роса – невеликі краплі води, які часто зливаються. З'являється з вечора або вночі в теплий період року на поверхні листків рослин, предметів, охолоджених в результаті випромінювання Землі. В помірних широтах за ніч роса може дати 0,1-0,3 мм шару води, за рік до 50 мм. Найсильніші роси відзначаються на островах Зеленого мису – до 20 мм/добу. В оазисах Сахари воду роси збирають у спеціальних пристосуваннях і використовують в побутових цілях.

Іній – кристалічний білий осад. Утворюється за тих самих умов, що і роса, тільки в холодний період року.

Дуже часто до продуктів сублімації горизонтального виду відносять **ожеледь**, яка утворюється при випаданні дощу на холодну (нижче 0°C) поверхню і має вигляд суцільної кірки прозорого льоду. Зазвичай вона утворюється восени або ранньою весною, але іноді й у зимовий час. Ожеледь часто плутають з ожеледицею, однак її походження дещо інше. В ясні зимові дні (за наявності сніжного покриву) на дорогах, тротуарах сніг сильно втоптується і має сірий, брудний вигляд. Вдень тут сніг підтає, а вночі на ньому утворюється крижана кірочка – **ожеледиця**.

До вертикальних видів відносять **рідкий і твердий наліт** – тонку водяну або крижану плівку на вертикальних стінках будинків, стовпів, деревах тощо. Вона утворюється

при зіткненні вологого теплого повітря з холодними поверхнями.

Паморозь – вертикальний вид сублімації водяної пари – білий пухкий кристалічний осад, який утворюється при невеликих швидкостях вітру з насиченого переохолодженою вологою повітря на стінах будинків, на стовпах і т.д. Сильна паморозь утворюється в гірській місцевості – ширина її іноді досягає 1 м.

Утворення туманів. Види конденсації (сублімації), що займають деяку товщу атмосфери від поверхні Землі, називаються **туманом**. При тумані видимість 1 км і менше.

Якщо видимість більше 1 км – явище називається **серпанком**. Туман складається з дуже дрібних крапель води діаметром менше 0,01 мк. Випаровування вологи з поверхні крапель може викликати перехід туману в серпанок і навпаки, при посиленні конденсації серпанок може перетворитися в туман.

Туман може утворитися в результаті ряду причин. Тому тумани поділяються на такі типи:

а) **радіаційний туман** (туман випромінювання) - викликається поступовим охолодженням шару повітря від поверхні у вечірній і нічний час при ясній погоді, без вітру. Влітку такого типу туман не має великої потужності (до 8 м) і руйнується з першими променями сонця. Такі літні тумани частіше називають приземними. Взимку і восени радіаційні тумани мають потужність до 2000 м і можуть зберігатися кілька діб;

б) **адвективні тумани** – утворюються, коли тепла повітряна маса, насичена вологою, приходить на холодну поверхню. Як правило, такі тумани утворюються взимку. Вони можуть виникнути в будь-який час доби і є досить сильними і тривалими, до 5 діб. Видимість у таких туманах 2-3 м. Взимку також тумани дуже сильні на берегах теплих незамерзаючих морів і називаються **приморськими**.

На далекій півночі при дуже низьких температурах утворюються крижані тумани, де замість краплинок води утворюються крижані кристали. Тому такі тумани не тільки прозорі, але і райдужні (при сонячних променях навколо кожного кристалика утворюється маленька веселка). При слабкому вітрі кристалики зіштовхуються один з одним і видають ніжний кришталевий дзвін. Полярні льотчики називають такі тумани «шепіт зірок»;

в) **туман випаровування** утворюється восени над теплою поверхнею водойм. Це дуже густі тумани, які спостерігаються 2-3 тижні, а іноді і більше. Це явище дуже небезпечне на великих ріках, перекритих греблями ГЕС, де є судноплавство. У цьому випадку при шлюзах, через які проводять судна, існують спеціальні метеорологічні служби, які виконують роботу щодо зменшення щільності туману на час проведення суден. Для цього використовують йодисте срібло як активні ядра конденсації, на яких легко осідають дрібні краплинки туману, і, збільшуючись, вони падають під дією сили ваги. Таким чином, у суцільному тумані утворюється світлий коридор на 1-2 години, який використовують для проведення пароплавів та барж.

У містах, великих промислових центрах, де повітря сильно забруднене всілякими небезпечними викидами, можуть утворюватися отруйні тумани. Справа в тому, що багато з цих забруднювачів легко розчиняються у водяних краплях. Такі тумани одержали назву «смог» (від англійського «smog» - «суміш диму і туману») і дуже небезпечні для людей із серцевими захворюваннями. Додаткове навантаження на подих і кровообіг таких хворих під час тривалих смогів нерідко призводить до смертельного наслідку. Назва «смог» стала популярною після грудня 1952 року, коли в Лондоні спостерігався випадок утворення туману, який викликав велику кількість жертв зі смертельним результатом. У холодній повітряній масі міста сформувалася інверсія, яка загальмувала переміщення в приземному шарі. Промислові дими, що продовжували надходити в атмосферу, змішалися

з насиченим вологою повітрям і утворили над містом густу хмару з високим вмістом окислів сірки. Такий стан в атмосфері спостерігався більше двох тижнів, протягом яких зафіксовано майже 4000 смертельних випадків. Наприкінці 1962 року в Рурі (ФРН) смог убив за три дні 156 осіб. Смоги, що виникають у зимову пору року, одержали назву **лондонських**.

Сьогодні відомі так звані **лос-анджелеські** смоги, або **фотохімічні**, які виникають у літній період, але не менш небезпечні, ніж лондонські. У літню пору при інтенсивному впливі сонячної радіації, в насиченому вихлопними газами автомобілів, при затишності, повітрі проходять складні реакції з утворенням нових високотоксичних забруднювачів – фотооксидантів (озон, органічні перекиси, нітрити та ін.), що подразнюють слизисті оболонки шлунково-кишкового тракту, легенів та органів зору. Тільки в Токіо смог викликав отруєння 10 тис. осіб у 1970 році та 28 тис. у 1971 р. У деяких наших містах, особливо в районах, що розміщені в низинах, у зв'язку із збільшенням кількості автомобілів і збільшенням викидів вихлопних газів, які містять оксид азоту, імовірність утворення фотохімічного смогу збільшується.

Висновки

1 Процес переходу водяної пари в краплинно-рідкий стан називається конденсацією. Процес переходу водяної пари у твердий стан, минаючи фазу рідкого, називається сублімацією.

Для конденсації (сублімації) необхідні дві умови: зниження температури повітря до “точки роси” і наявність ядер конденсації.

При конденсації (сублімації) виділяється тепло.

2 У результаті конденсації (сублімації) біля поверхні Землі спостерігаються такі гідрометеори: роса, іній, ожеледь – на горизонтальних поверхнях, і рідкий, твердий наліт і паморозь - на вертикальних стінках (з боку впливу вологої маси повітря).

3 Вид сконденсованої вологи, який займає деяку товщу атмосфери від поверхні Землі, називається туманом. При тумані видимість 1 км і менше. Тумани утворюються за таких умов: у результаті радіаційного вихолоджування в нічний час; в результаті надходження теплої маси на холодну поверхню; в зимовий час на берегах незамерзаючих морів, восени над поверхнею великих водойм.

4 У містах, великих промислових центрах, де повітря сильно забруднене викидами, можуть утворюватися отруйні тумани – смоги. Розрізняють зимові смоги, або лондонські, які виникають при надходженні теплого повітря в міське середовище, і літні, фотохімічні, або лос-анджелеські, які виникають вдень при дії сонячних променів з утворенням нових високотоксичних забруднювачів – фотооксидантів.

ЛЕКЦІЯ 11 АДАБАТИЧНІ ПРОЦЕСИ В АТМОСФЕРІ. РІВЕНЬ КОНДЕНСАЦІЇ. УТВОРЕННЯ ХМАР

Хмари, будучи однією зі стадій круговороту води в природі, являють собою системи з мільярдів маленьких краплинок води або дрібних кристалів льоду, завислих у повітрі. Хмари утворюються на будь-якій широті.

Коли повітря піднімається, воно швидко охолоджується внаслідок розширення. Якщо охолодження безупинне і кількість водяної пари насичує даний об'єм повітря, то в ньому з'являються дрібні краплини води – утворюється хмара. Деякі хмари утворюються, коли дві маси повітря, що мають різну температуру, перемішуються, і більш тепле і вологе повітря охолоджується. Однак головним процесом, що викликає утворення хмар, усе-таки є **адіабатичне охолодження** повітря, що піднімається.

Висхідний рух повітря сам по собі може бути викликаний декількома причинами. Одна полягає в тому, що уз-

гір'я, розміщене на шляху повітря, що рухається, змушує його підніматися. Це явище називається **орографічним сходженням**. Іншою можуть бути термічні причини, коли повітря біля поверхні Землі прогрівається сильніше й утворює **висхідні конвективні потоки**. Третьою причиною можуть бути **динамічні особливості** областей низького тиску, де також розвивається висхідний рух повітря.

Коли повітря робить висхідний рух, воно потрапляє в умови більш низького атмосферного тиску і поводить себе як відособлений об'єм, тобто адіабатично («adiabat» - замкнутий). Надалі при висхідних рухах (або спадних) повітря будемо використовувати поняття **адіабатичного процесу**, при якому зміна температури в такому відособленому об'ємі повітря відбувається без обміну теплом з навколишнім простором. Зменшення його температури - наслідок тільки розширення через зменшення тиску в повітрі, яке оточує цей об'єм, тобто збільшення відстаней між молекулами і відповідно менш частих їх зіткнень.

Отже, всередині відособленого об'єму, при його підніманні, проходять такі процеси:

а) коли повітря цього об'єму сухе (або ненасичене вологою), потрапляє в умови меншого тиску атмосфери, воно починає розширюватися, збільшуватися у своєму обсязі. На розширення витрачається енергія, як і на виконану роботу; це, у свою чергу, призводить до зниження температури приблизно на 1° на 100 м. Ця величина називається **коефіцієнтом адіабатичного піднімання сухого ненасиченого повітря**.

Якщо даний обсяг повітря починає опускатися, він потрапляє в умови більшого тиску, обсяг стискується, при цьому звільняється енергія і температура відповідно підвищується на кожні 100 м на 1° (**коефіцієнт адіабатичного опускання сухого повітря**);

б) коли повітря обсягу насичене вологою, тобто в ньому фактична пружність дорівнює максимальній величині при даній температурі, воно, піднімаючись, як і сухе, по-

трапляє в умови меншого тиску, розширюється, при цьому на кожні 100 м знижує свою температуру приблизно на 1°. Однак при зниженні температури водяна пара, що міститься в повітрі, починає конденсацію, в процесі якої виділяється теплота випару (на кожні 100 м додається 0,5°). Тому коефіцієнт адиабатичного піднімання насиченого повітря дорівнює

$$-1/100\text{м} + 0,5/100\text{м} = -0,5/100\text{м}.$$

Відповідно коефіцієнт адиабатичного опускання насиченого повітря складається з 1°/100 м за рахунок стиску і $-0,5/100\text{м}$ за рахунок випаровування вологи, що сконденсувалася, і дорівнює $+0,5/100\text{м}$.

Однак у природних умовах часто повітряний об'єм починає свій рух як ненасичений, і який утримує якусь кількість водяної пари. У міру піднімання температура в ньому зменшується і може досягти температури точки роси, тобто водяна пара, що міститься в даному об'ємі, вже буде насичувати його, і починається процес конденсації. Висота, де в даному об'ємі повітря починається процес конденсації, називається **рівнем конденсації**. Рівень конденсації може спостерігатися біля поверхні Землі (при утворенні туману). Якщо рівень конденсації розміщується в атмосфері, над ним утворюються **хмари** за наявності ядер конденсації. Висота залягання рівня конденсації залежить від початкової температури повітря, що піднімається, і наявності в ньому вологи. У теплий період року рівень конденсації розміщений вище, взимку – нижче. Чим більше вологи містить повітря, що піднімається, тим нижче залягає рівень конденсації і навпаки. Таким чином, рівень конденсації – нижня межа розміщення хмар в атмосфері. Верхньою межею є рівень конвекції – межа поширення висхідних потоків повітря. Вона часто збігається з висотою інверсійного шару.

Хмари можуть складатися з крижаних кристаликів, але частіше вони бувають водяними (складаються з водяних крапель) або змішаними. Часто вважають, що при темпера-

турі 0°C вода обов'язково переходить у твердий стан. Однак це зовсім не так! Температура 0°C характеризує лише стан, при якому лід починає танути. В атмосфері температура повітря часто опускається нижче 0°C , а водяна пара залишається паром і не переходить у лід аж до -40°C .

Однак переохолоджена водяна пара здатна легко переходити в лід, якщо є будь-які поверхні, на яких він моментально утворює плівку льоду. Льотчики знають, що водяна пара легко замерзає на літаках, які пролітають через таку хмару. За наявності активних ядер конденсації в хмарі можуть утворюватися крижані кристали, які, у свою чергу, відіграють роль поверхонь, на яких легко осідає водяна пара, утворюючи продукти сублімації.

З вищесказаного випливає, що хмари в тропосфері можуть утворюватися на всіх широтах. Сьогодні метеорологічні служби всіх країн використовують одну класифікацію, що базується на генезисі виникнення хмар і висоті залягання їх нижньої межі. Така класифікація називається **міжнародною** і виділяє 9 основних форм*. Ці форми поділяються за генезисом на групу хмар, що утворюються в результаті конвективних (вертикальних) потоків, коли відсутня інверсія і поверхня значно тепліша, ніж шари атмосфери, які розміщені вище. Вони характеризуються швидким розвитком, збільшенням нагору, зміною форм і кольору від яскраво білого до чорного, однак, коли конвекція припиняється, такі хмари поступово розмиваються. Надалі будемо називати їх хмарами **вертикального** розвитку, або **конвективними**.

Друга група хмар розвивається при натіканні теплого повітря на похилу поверхню (або земного рельєфу, або поверхню холодного повітря). Вони характеризуються повільними процесами конденсації, нечітко вираженою нижньою межею, шаруватою будовою і майже однаково забарвленим сірим кольором (іноді молочно-сірим). Цю групу будемо називати **шаруватими хмарами**.

* Частіше виділяють 10 форм за рахунок виділення в окрему форму NS.

За висотою хмари поділяються на три яруси:

а) перший, або нижній, у якому нижня межа хмар займає висоту атмосфери до 2000 м;

б) середній ярус, у якому хмари займають шар атмосфери від 2000 до 6000 м;

в) третій, або верхній ярус, у якому хмари займають атмосферу від 6000 м і вище.

З 1880 р. при класифікації хмар використовують їх латинські назви і їх фотографії. У назвах хмар часто спостерігаються слова, які допомагають подати зовнішній вигляд даних хмар. Так, префікс «strato» показує, що мова йде про плоскі, шаруватоподібні хмари, «cumulo» - відносять до витягнутих по вертикалі хмар у вигляді куп, веж, «nimbus» - до хмар, що дають дощ, тощо.

До хмар нижнього ярусу відносяться наступні форми:

1 Шаруваті (stratus) – сірі, досить однорідні хмари, схожі на туман, піднятий на висоту. Основна особливість цієї форми хмар – дуже велика горизонтальна довжина, що додає їм вигляду суцільного шару завіси, яка покриває все небо. Зазвичай вони складаються з дрібних крапель води, рідше - із крижаних кристаликів. Коли з таких хмар випадають опади, вони одержують назву шарувато-дощових (nimbostratus, Ns) – вони мають більш темний вигляд і розмиту основу.

2 Купчасті (cumulus - Cu), або хмари вертикального розвитку, - щільні, з чітко вираженою нижньою межею, при своєму розвитку ростуть нагору, часто з яскраво вираженими вежами білого кольору. Купчасті хмари складаються з водяних крапель. При розвитку купчастих хмар можна виділити їх різновиди: **купчасті плоскі (cumulus humulus, Cu hum)**, у яких основа більша, ніж висота; **купчасті середні (cumulus mediocris, Cu med)**, у яких основа і висота однакового розміру, та **купчасті потужні (cumulus congestus, Cu cong)**, які за висотою набагато більші, ніж у основі, мають куполоподібну білу вершину і досить темну основу. За-

вдяки місцевим висхідним потокам ці хмари не зливаються одна з одною, а мають вигляд окремих пірамід або осередків. Зазвичай всі ці форми купчастих хмар складаються з водяних крапель і не дають опадів.

3 Купчасто-дощові (cumulonimbus, Cb) хмари виникають при подальшому розвитку купчастих хмар за наявності сильних конвективних потоків. Вони мають майже чорну вим'яподібну підошву, висоту до 6-8 км (на екваторі до 12-14 км). Верхівка цих хмар багатокуполоподібна, іскристого білого кольору, що постійно змінюється. Хмари дуже потужні, надають загрозливого вигляду небу. Купчасто-дощові хмари завдяки своїй висоті в нижній частині складаються з водяних крапель, а у верхній частині з крижаних кристаликів. Ці хмари часто називають грозовими, і вони дійсно можуть дати сильний шквальний вітер, грози з блискавками, зливи. Нерідко вони супроводжуються випаданням граду і виникненням смерчів чи торнадо (тромбів).

4 Шарувато-купчасті (stratocumulus, Sc) – можуть виникнути при злитті купчастих хмар або при розмиванні шаруватих чи шарувато-дощових хмар. Ці хмари мають купчастий вигляд або хвилясту будову. Іноді в зимовий період в атмосфері виникають так звані хвильові рухи, які теж сприяють їх утворенню. Хмари мають різний колір – від молочного до темно-сірого. Часто мають хаотичний вигляд. Складаються з водяних крапель.

До хмар середнього ярусу відносять дві форми, в назві яких використовується префікс «**alto**» (середній, другий).

1 Високошаруваті (altostratus, As) хмари являють собою порівняно однорідний, молочного кольору шар, крізь який тьмяно просвічує сонце. Утворюються вони також, як і шаруваті, тільки залягають вище, і шар їх тонше. Поява таких хмар свідчить про те, що через кілька годин вони можуть перетворитися в шаруваті. Як правило, складаються з водяних крапель.

2 Висококупчасті (altocumulus, Ac) – білі купчасті, неоднорідні хмарні шари. Складаються з крапельок води, взимку – із крижаних кристалів. У таких хмарах тепле і не дуже вологе повітря робить висхідний рух і при цьому охолоджується, за рахунок чого і утворюються ці легкі хмари.

Хмари верхнього ярусу належать до типу **пір'ястих** (cirrus, Ci – завиток, спіраль). Зазвичай вони складаються з крижаних кристалів, які утворюють довгі нитки, пучки. До хмар верхнього ярусу відносять:

1 Пір'ясті (cirrus, Ci) хмари – тонкі білі нитки різного сплетення: у вигляді пучка, окремих ниток, у вигляді риб'ячого хребта, іноді у вигляді переплутаних клубків тощо. Під час сходу і заходу Сонця вони можуть фарбуватися в жовті та рожеві тони.

2 Пір'ясто-купчасті (cirrocumulus, Cc) – тонкі білі неоднорідні хмари, які виникають під дією невеликих конвективних потоків повітря. Хвилястий вигляд цих найтонших ниток призвів до появи терміна «небо в баранчиках». Пір'ясто-купчасті хмари швидко з'являються і швидко зникають.

3 Пір'ясто-шаруваті (cirrostratus, Cs) невидні для ока. Знайти їх можна за світловими явищами в результаті відбиття, переломлення, дифракції світлових променів Сонця або Місяця в крижаних кристаликах цих хмар. У даному випадку виникає гало – кола, дуги, помилкові Сонця, стовпи, хрести – ,як правило, білі або безбарвні. Різноманітність гало залежить від форми крижаних кристалів, їх орієнтації, руху та кількості самих кристалів у хмарі, кожний з яких може бути по-своєму орієнтований.

Хмарність – ступінь покриття неба хмарами в балах: 0 – чисте небо, 10 – суцільна хмарність.

У добовому ході над сушею хмарність максимальна після полудня влітку (пов'язана вона з гарним прогрівом поверхні і розвитком конвективних потоків). Взимку переважають шаруваті хмари і їх максимум припадає на ранкові та нічні години. Над океаном добовий хід протилежний добо-

вому ходу хмарності над сушею: максимум хмарності припадає на нічний час. Удень хмарність відсутня.

Річний хід хмарності на різних широтах дуже різноманітний. В екваторіальних широтах він завжди однаковий: зі сходом Сонця починаються прогрів поверхні і розвиток конвективних потоків, що виносять велику кількість вологи до атмосфери, і до 12-ї години дня розвивається могутня конвективна хмарність, до 14-ї години йде зливовий дощ. До вечора у зв'язку з остиганням поверхні хмарність розмивається.

У помірних широтах влітку також розвивається конвективна хмарність з максимумів у 14-15 годин. Взимку хмарність в основному шарувата і пов'язана з проходженням атмосферних фронтів.

Над полюсами хмарність розвивається слабо, тому що цьому не сприяє високий тиск повітря.

Максимальна кількість хмар пов'язана з узбережжями морів, з теплими течіями, особливо в зимовий час. Хмарність майже ніколи не спостерігається на узбережжях морів з холодними течіями, над якими панують атмосферні інверсії.

Висновки

1 Хмари являють собою системи піднятих на деяку висоту маленьких крапельок води або дрібних кристаликів льоду. Утворюються вони завдяки фізичному процесу – адиабатичному охолодженню обсягу повітря, що піднімається.

2 Коли повітря робить висхідний рух, воно потрапляє в умови меншого атмосферного тиску. В результаті - розширюється, на що витрачається енергія, як на зроблену роботу, що призводить до зниження температури на кожні 100 м на 1° . Коли в такому обсязі температура знизиться до температури точки роси, в обсязі починається конденсація водяної пари – утворюється хмара. Висота, де в даному обсязі повітря починається процес конденсації, називається рівнем конденсації.

3 Характер і форма хмар обумовлюються процесами піднімання повітряних мас. У результаті конвекції утворюються купчасті хмари: чим інтенсивніше нагрівання поверхні, чим інтенсивніше конвекція, тим більше вертикальна потужність купчастих хмар.

При зустрічі теплих і холодних мас повітря тепле завжди прагне піднятися нагору по холодному. Якщо тепле повітря повільно піднімається (уповзає) по слабконахиленій поверхні переділу теплих і холодних мас (процес висхідного ковзання), утворюється суцільний хмарний шар, що простягається на сотні кілометрів (до 900 км). Виникає характерна система шаруватих хмар: унизу, на висоті 50-100 м від поверхні Землі розміщуються шарувато-дощові хмари, над ними – шаруваті, вище – високошаруваті, пір'ясто-шаруваті або пір'ясті хмари.

4 Міжнародна класифікація хмар заснована на генезисі виникнення хмар і висоті залягання їх нижньої межі та виділяє 9 основних форм: у нижньому ярусі купчасті (cumulus), шаруваті (stratus), шарувато-купчасті (stratocumulus); у середньому – висококупчасті (altocumulus) і високошаруваті (altostratus) і у верхньому – пір'ясті (cirrus), пір'ясто-купчасті (cirrocumulus) і пір'ясто-шаруваті (cirrostratus).

5 Ступінь покриття неба хмарами називається хмарністю, яка визначається в балах: максимальна величина (похмуро) – 10 балів, ясне небо – 0 балів. Над сушею і морем хмарність розвивається неоднаково. Над сушею більше вдень, над морем – уночі. Протягом сезонів вона змінює свій характер: влітку більше купчастої хмарності, взимку – шаруватої. Сама потужна купчаста хмарність розвивається в екваторіальних широтах і вологих тропіках, у приполярних широтах хмарність більше в літній період у вигляді шарувато-купчастих хвилястих хмар.

6 В екологічному плані хмари беруть участь у трансграничному переносі забруднень на дуже великі відстані, особливо шаруваті хмари.

ЛЕКЦІЯ 12 АТМОСФЕРНІ ОПАДИ. ЗВОЛОЖЕННЯ ТЕРИТОРІЇ

Атмосферними опадами називається вода у всіх видах твердої та рідкої фази, яку отримує земна поверхня з атмосфери. Вони поділяються на дві групи: а) наземні, які утворюються безпосередньо на земних предметах (лекція 10); б) які випадають з хмар.

Початкові хмарні краплі дуже малі, їх діаметр 0,7-1,0 мм. В 1 см³ хмари міститься декілька сотень крапель. Такі маленькі краплі упасти на землю не можуть, тому що вони підтримуються тими висхідними потоками, які забезпечили утворення самої хмари. Але краплі збільшуються внаслідок взаємного злиття – **коагуляції**. Якщо сила висхідних потоків невелика (наприклад, при спокійному ковзанні по фронтальній площині, особливо в холодну пору року), то навіть невеликі краплі переборюють опір повітря і випадають у вигляді дрібних дощів, що мрячать. При сильних висхідних потоках (наприклад, у жарку погоду) можуть упасти тільки великі краплі. От чому грозові та екваторіальні дощі складаються з великих крапель, особливо на початку, коли потрібно пробити могутній висхідний потік теплого повітря.

Опади випадають тільки з тих хмар, вертикальна потужність яких не менше 3 км, а водність більша 1 г/м³. Вимірюються вони в міліметрах шару на поверхні Землі. Опади, що випадають із хмар, поділяються за станом води на рідкі та тверді, а за інтенсивністю випадання (кількість опадів, що випали на поверхню за 1 хвилину) – на мрячні, обложні та зливові (відповідно: кількість неможливо визначити за одну хвилину – дно приладу просто мокре; інтенсивність менша або дорівнює 0,04 мм/хв; інтенсивність більша 0,04 мм/хв).

Розглянемо види опадів за станом води.

1 Рідкі:

а) **мряка** – дуже маленькі краплі, до 0,5 мм - падіння крапельок мряки непомітно для ока, випадає із шаруватих дощових хмар;

б) **обложний дощ** – краплі діаметром від 0,5 мм до 5 мм - випадає із шарувато-дощових хмар досить довгий час, від декількох годин до декількох діб;

в) **зливовий дощ** – краплі великі від 5 мм до 2 см - випадає із купчасто-дощових хмар, період випадання від декількох хвилин до декількох годин, іноді такий дощ може випадати із шарувато-купчастих хмар, якщо вони утворилися з купчастих або купчасто-дощових, але в цьому випадку їх тривалість не більше декількох хвилин часто супроводжується грозою, сильним штормовим вітром.

2 Тверді опади:

а) **обложний сніг** – окремі невеликі сніжинки, що утворилися в хмарі у холодний період року за допомогою крижаного кристалика, на гранях якого сублімується водяна пара, тривалість випадання, як і у випадку з обложним дощем, досить велика, випадає із шарувато-дощових хмар;

б) **лапатий сніг** – сніг, що випадає злиплими пластівцями, він завжди мокрий, добре липне, тривалість від декількох хвилин до декількох годин, часто супроводжується заметіллю, випадає з купчасто-дощових хмар, які не видно з поверхні Землі через те, що їх перекривають шаруваті хмари;

в) **сніжна крупа** – має вигляд білих зерен, випадає пізно восени або навесні з купчасто-дощових хмар при перенасичені хмари водяною парою, коли конвективні струми ще не дуже сильні і хмара не дуже висока, період випадання кілька хвилин;

г) **крижаний дощ** – у хмарі утворюються краплі, що випадають і замерзають у польоті, мають вигляд прозорих, злегка витягнутих зерен, випадають ранньою весною або пізньою осінню при різкому похолоданні із шарувато-дощових хмар;

д) **град** – утворюється тільки у високих купчасто-дощових хмарах за рахунок сильних вертикальних струмів, що пронизують усю хмару, у теплий період року.

Як уже було сказано в попередній темі, купчасто-дощова хмара має три шари: нижній – із великих крапель; верхній - складається з крижаних кристалів; середній - складається з крижаних кристалів і дрібних водяних крапель.

При утворенні градини відбувається таке (рисунок 12.1): велика водяна крапля підхоплюється конвективним потоком і за короткий період опиняється на самому верху хмари, де температури дуже низькі. Крапля замерзає. Ослаблений потік повітря більше не може утримувати її і вона починає падати під дією сили тяжіння. Потрапляючи в змішаний шар, вона обволікається дрібними водяними краплями, що легко налипають на її холодну поверхню, утворюючи грудочку сніжної крупи. Продовжуючи падати, вона попадає в шар з позитивними температурами і злегка тане. Тут вона знову підхоплюється конвективним струмом і швидко виноситься наверх, де підталій шар замерзає, утворюючи прозору скоринку. Знову падає і описані процеси повторюються. Таким чином, градина має ряд прозорих і білих шарів, які чергуються між собою. Кількість оболонок і розмір градини залежать від того, скільки разів вона піднімалася та опускалася в хмарі. Звичайно градини мають від 5 мм до 20 мм у діаметрі, але в літературі описані випадки, коли град досягав розмірів гусячого яйця (П.Д. Астапенко, 1982). У жовтні 1977 року в Південній Африці у м. Мапуту випав град, окремі градини якого досягали в діаметрі 10 см і важили 600 г! Справа в тому, що у тропічних країнах купчасто-дощові хмари мають дуже велику вертикальну потужність і градини, зіштовхуючись, змерзаються, утворюючи іноді гігантські грудки вагою більше кілограма. Такі випадки спостерігалися в Індії та Китаї (квітень 1981 р. – до 7 кг).

Випадання граду, як правило, супроводжується грозами, але не кожна гроза супроводжується градом. У середньому в помірних широтах випадіння граду спостерігається 8-10 разів за теплий сезон. Найбільшу шкоду він завдає сільському господарству, знищуючи посіви, виноградну ло-

зу, стебла, ушкоджує плоди. Відомі випадки ушкодження шиферних дахів будинків (м. Кемерово, 2002). Бувають випадки, коли за лічені хвилини (а град випадає 1-5 хвилин) град устигає землю шаром у кілька сантиметрів.

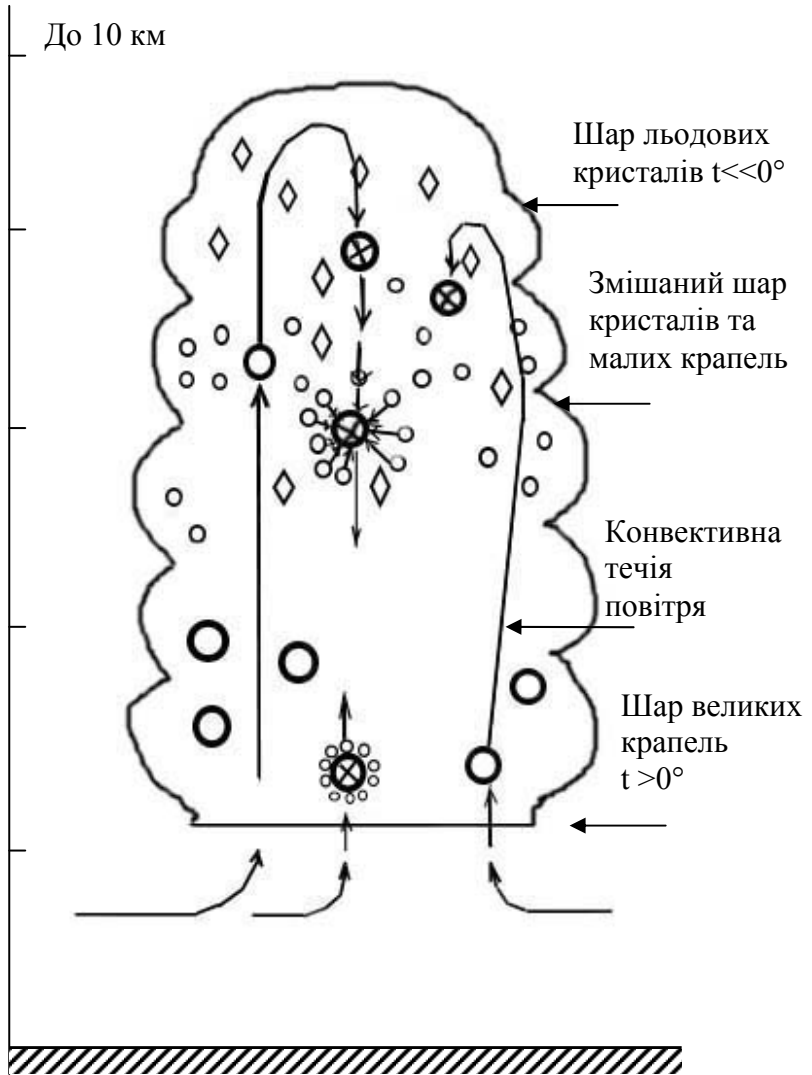


Рисунок 12.1 – Утворення граду в купчасто-дощовій хмарі

Пояснення до рисунка 12.1:

○ - водяні краплі великого діаметра;

○ - водяні краплі малого діаметра;

⊗ - замерзла водяна крапля;



- налипання дрібних крапель на замерзлу краплю та утворення білого шару;



- танення білого шару та утворення прозорої скоринки

Сьогодні відомі методи боротьби з градовими явищами. Для цього у хмару в змішаний шар закидається (випаюється) спеціальна речовина, що служить штучними ядрами конденсації. Найчастіше використовують йодисте срібло (у тропіках – хлористий натрій). На кристаликах йодистого срібла легко конденсується волога, утворюючи велику краплю, яка випадає з хмари. Так, штучно викликають дощ, і, тим самим, не дають можливості утворюватися граду.

Добовий хід випадання опадів повторює добовий хід хмарності (лекція 11). На суші влітку опади найчастіше випадають у другій половині дня і мають зливовий характер, взимку при утворенні шаруватої системи хмарності опади можуть випадати в будь-який час доби, але найчастіше вранці. На морі опади випадають, як правило, уночі.

У річному ході опадів виділяють такі типи:

1 Екваторіальний – опади випадають, як правило, щодня в пообідній час, але особливо сильні вони бувають 2 рази на рік у дати, близькі до рівнодення.

2 Тропічний – постійна сухість, але якщо опади випадають, то тільки в літні місяці.

3 Субтропічний – має два підтипи. Підтип середземноморський з максимальною кількістю опадів узимку і майже абсолютно сухим теплим періодом і підтип мусонний (китайський) з максимумом у літню пору і сухим зимовим сезоном.

4 Континентальний помірних широт – майже скрізь максимальна кількість опадів улітку. На східних узбережжях материків річний хід опадів мусонний (максимум у літню пору). Над океанами помірних широт – максимум опадів випадає взимку.

5 Полярний – висока сухість, опади випадають в основному в теплий період.

Кількість опадів за рік показана на картах розподілу опадів по земній поверхні (додатки К, Л). Лінії на картах, що з'єднують крапки з однаковою кількістю опадів, називаються ізогіетами.

Найбільш ясні опади в екваторіальних широтах (від 1000 мм до 5000 мм) на островах Тихого океану. В тропічних широтах, де постійно міститься пояс високого тиску з характерними спадними потоками повітря, опади випадають у дуже невеликій кількості (250-100 мм). У внутрішніх частинах африканського материка кількість опадів менше 10 мм.

У помірних широтах кількість опадів поступово зростає до широти 60° (тут відіграє головну роль західне перенесення), потім знову їх кількість зменшується (відчувається вплив полярного баричного максимуму) і в полярних широтах їх кількість невелика, близько 100 мм. Грози тут велика рідкість, опади в основному мають обложний характер.

Континентальність відіграє велику роль у зміні кількості опадів, тобто чим далі місцевість відстоїть від теплих морів, тим менше опадів там випадає. Наприклад, у м. Рига – 800 мм, у м. Москва – 650 мм, у м. Єкатеринбург – 450 мм і т.д. Холодні течії через утворення інверсій на омиваних ними узбережжях сприяють відсутності хмарності і, як наслідок, відсутності опадів. Так, в оазисі Кхара в Єгипті у середньому випадає менше 0,1 мм, тобто тільки сліди опадів, а в населеному пункті Арика (Чилі), на узбережжі Тихого океану, за рік не набирається і 0,5 мм.

Значно впливає на випадання опадів гірський рельєф. На навітряних схилах гір, навіть у сухих регіонах, випадає значна їх кількість. Наприклад, на навітряних західних схилах Паміру випадає до 800 мм опадів, а на підвітряних - 20-30 мм. Навіть у межах одного гористого острова в океані різниця в кількості опадів, що випали, може бути разуче великою. Наприклад, на навітряних схилах гір Гавайських островів випадає більше 1000 мм на рік, а на підвітряних – у 20 разів менше. Чемпіоном з максимальної кількості опадів є гірська метеостанція Черрапунджі в Індії в передгір'ях Гімалаїв. Тут у 1961 році зареєстровано 23000 мм опадів, середня ж кількість опадів за рік, зазвичай, близько 12000 мм.

Сніговий покрив утворюється за рахунок випадання на земну поверхню снігу в умовах досить низької для його збереження температури. Теплопровідність сніжного покриву незначна, і він охороняє ґрунт від глибокого промерзання. Разом з тим завдяки високому альбедо сніг знижує тепловий ефект сонячної радіації. Характеризується сніговий покрив висотою шару, см, щільністю, г/см^3 , і запасом води, мм.

Сніговий покрив, що зберігається протягом місяця, називається стійким. Зазвичай він утворюється в європейській частині материка на широті 45° і вище, в азіатській - із широти 40° . На Крайній Півночі він лежить 9 місяців, на широті 50° - 3 місяці.

Найбільша висота снігу зафіксована в долинах гір – за рахунок хуртовинного перенесення (до 10 м в 1981 р. у Грузії). В лісовій місцевості сніг завжди залягає більш м'яким шаром, ніж у відкритому полі. Наприклад, у 1986 році на полях Середино-Будського району Сумської області зафіксовано 60 см товщі снігового покриву, а в лісах – до 1,5 м.

Середня щільність снігу, що тільки-но випав, як правило, дорівнює $0,1 \text{ г/см}^3$. За період свого залягання він ущільнюється до $0,3 \text{ г/см}^3$, а якщо спостерігалися відлиги – до

0,5-0,6 г/см³. Середня щільність льоду завжди вважається такою, що дорівнює 0,8 г/см³.

Для оцінки умов зволоження території зовсім недостатньо знати тільки суму опадів. При однаковій кількості опадів, але різній випаровуваності, умови зволоження можуть бути дуже різними. Для характеристики умов зволоження використовують показник – коефіцієнт зволоження (Г.М. Висоцький, М.М. Іванов):

$$K = \frac{P}{E_0}, \quad (12.1)$$

де P – сума опадів за період визначення коефіцієнта K , мм;

E_0 – випаровуваність за той самий період, мм.

Наприклад, у європейській тундрі опадів випадає 300 мм, а випаровуваність 200 мм, отже, $K = 1,5$, тобто зволоження надлишкове ($K > 1$). Зволоження може бути недостатнім, якщо випаровуваність перевищує кількість опадів ($K < 1$). Наприклад, поблизу Ташкента теж випадає 300 мм опадів, а випаровуваність - 1200 мм. Зволоження території називається достатнім, якщо сума опадів і випаровуваність приблизно однакові ($K \approx 1$).

Крім наведеного вище коефіцієнта зволоження, існує ще більше двадцяти способів його вираження. Зупинимось ще на одному – індексі сухості (М.І. Будико), тому що саме його значення були покладені в основу виділення ландшафтних зон:

$$R_i = \frac{R}{L \cdot E}, \quad (12.2)$$

де R_i – індекс сухості;

R – величина радіаційного балансу, кал;

$L \cdot E$ – сума тепла, необхідного для випаровування опадів, що випали, кал.

У діапазоні радіаційного індексу сухості від 0,35 до 1,1 розміщуються гумідні зони (лісостеп, савана, степ), від 2,2 до 3,4 – напівпустелі, понад 3,4 – пустелі.

В одній і тій самій зоні зволоження змінюється за районами. У приморських країнах (за винятком узбереж, омиваних холодними течіями в тропіках) воно ніколи не буває недостатнім, тоді як у глибині материків розміщені великі сухі (аридні) області.

Посуха – тривалий, іноді до 60-70 днів, весняний чи літній період без дощів або з опадами, значно нижчими від норми, і високою температурою. Розрізняють атмосферну і ґрунтову посухи. Перша характеризується недостатністю опадів, низькою відносною вологістю і високою температурою повітря, друга виражається у висушенні ґрунту, що призводить до загибелі рослин. Так, у Сумській області в 2003 році спостерігалися атмосферна і ґрунтова посухи до 60 днів в першу половину літа, що призвело до значного недобору врожаю ярових культур.

Висновки

1 Вода (у всіх її видах), що випадає на земну поверхню, називається атмосферними опадами. З хмар випадають рідкі (мряка, обложний дощ, зливи) і тверді (сніг обложний, сніг зливовий, снігова крупа, крижаний дощ, град); опади за умови, якщо ці хмари мають вертикальну потужність не менше 3 км, а водність більше 1 г/м^3 .

2 За інтенсивністю опади поділяються на мрячні, обложні ($\leq 0,04 \text{ мм/хв}$) і зливові ($> 0,04 \text{ мм/хв}$). Мрячні та обложні опади випадають зі шарувато-дощових (Ns) хмар і мають розмір крапель від 0,1 мм до 5 мм. Зливові опади випадають з купчасто-дощових хмар з розміром крапель до 2 см. У зимовий час не завжди можна спостерігати купчасто-дощові хмари, тому що вони сховані за шаруватими, які пролягають нижче. Утворення граду характерно тільки для дуже сильних, високих купчасто-дощових хмар, тому в полярних широтах граду не буває.

3 Добовий і річний хід опадів повторюють розвиток хмарності і підкорюються закономірності розподілу тиску повітря біля поверхні Землі. Низький тиск супроводжується висхідними потоками повітря, у якому йдуть адіабатичні

процеси зниження температури, насичення і конденсації водяної пари. Високий тиск із характерними спадними потоками, в яких повітря нагрівається й іде від стану насичення, не сприяє утворенню опадів.

4 Лінії, що показують на карті однакову кількість опадів, що випали, називаються ізогіетами. На карті річної кількості опадів в екваторіальних широтах показані величини від 1000 до 5000 мм. У тропіках їх кількість не перевищує 100-250 мм, в помірних широтах до широти 60° їх кількість збільшується, потім знову зменшується й у полярних широтах ледь досягає 1000 мм.

Однак на кількість опадів впливає континентальність району, холодні течії біля узбереж, гірський рельєф. Самі сухі райони у світі – центральні частини пустелі Сахара, район пустелі Атакама (вплив холодної Перуанської течії), Долина Смерті в Північній Америці, північна частина пустель Австралії. Самі дощові райони – навітряні схили гір на Гавайських островах, у районі півдня Гімалаїв.

5 Сніговий покрив утворюється, як правило, від широти 45°. У горах сніговий покрив залягає на тій висоті, де проходить річна ізотерма 0°. Він характеризується висотою шару в сантиметрах, щільністю, г/см³, і запасом води.

6 Для оцінки умов зволоження використовується безліч показників, з яких самими популярними є коефіцієнт зволоження (відношення суми опадів, що випали, до максимально можливого випаровування даного регіону) та індекс сухості (відношення тепла радіаційного балансу до кількості тепла, що повинне бути витрачене на випаровування опадів, що випали).

Зволоження може бути надлишковим, достатнім і недостатнім у випадку використання коефіцієнта зволоження; при використанні індексу сухості (при виділенні ландшафтних зон) визначаються гумідні зони (humidus - вологий) з надлишковим зволоженням, семигумідні – з достатнім і аридні (aridus - сухий) - з недостатнім зволоженням.

ЛЕКЦІЯ 13 ПОВІТРЯНІ МАСИ, ЇХ ТИПИ. АТМОСФЕРНІ ФРОНТИ

Як ми вже бачили, атмосфера неоднорідна і властивості її не скрізь однакові. Повітряна маса, формуючись у будь-якому районі, поступово набуває властивостей, характерних саме для нього. Ці властивості визначаються фізичними параметрами даного району. Переміщуючись в інший район, повітряна маса неодмінно змінює погоду цього району.

Поки повітряна маса формується, що, зазвичай, буває над океанами або великими однорідними просторами суші, властивості її залишаються приблизно однаковими, що пояснюється більш-менш однорідними властивостями тієї поверхні, над якою вона формується.

Повітряні маси являють собою дуже великі об'єми повітря. Горизонтальні розміри їх складають тисячі кілометрів, вертикальні – до 10 км.

Розрізняють теплі та холодні повітряні маси. Теплими називаються маси, які переміщуються з більш теплої поверхні на холодну; холодними, – навпаки, маси, що переміщуються з більш холодної поверхні на більш теплу.

Тепла повітряна маса при своєму переміщенні охолоджується від поверхні, й у верхніх шарах цієї маси температура стає вищою, ніж знизу. Виникає інверсія, яка не дає розвиватися конвективним струмам, повітря в ній не перемішується. Такий стан повітря в масі називається **стійким**.

Холодна маса, що приходить на більш теплу поверхню, прогрівається від неї своїми нижніми шарами, щільність повітря нижніх шарів стає меншою, а саме повітря легшим, і таке повітря «спливає» подібно шматку пробки у воді. Утворюються конвективні струми, повітря всієї маси перемішується, усередині маси виникають купчасті хмари. Такий стан усередині маси називається **нестійким**.

Існує поняття **рівноважного** або **байдужного стану** повітряної маси, коли шари цього повітря і не піднімаються, і не опускаються, температура всіх шарів однакова.

Крім того, повітряні маси поділяються за осередками свого формування, в результаті розрізняють чотири типи повітряних мас: екваторіальний, тропічний, помірний і арктичний (антарктичний).

Екваторіальний тип повітряних мас характеризується як теплий і вологий, майже без добових коливань температур, з низьким тиском, однак удень при гарному прогріві нижні шари стають набагато теплішими від верхніх, і байдужний стан повітря змінюється на нестійкий, виникають сильні конвективні струми, які згодом сприяють розвитку сильної конвективної хмарності та випаданню зливових опадів.

Тропічний тип повітряних мас поділяється на два підтипи: континентальний і океанічний. Континентальна тропічна повітряна маса дуже жарка, з малою відносною вологістю (суха). Характеризується високим тиском, у ній розвинуті спадні струми, тому в ній не розвивається хмарність і не випадають опади. Висока сухість сприяє запиленості повітря.

Океанічний тропічний підтип повітряних мас формується над тропічними акваторіями (Азорський і Гавайський баричні максимуми). За температурою вони трохи прохолодніші (багато тепла йде на випаровування) і насичені вологою. Через насичення повітря вологою, воно не зовсім прозоре (постійний серпанок). Однак атмосферний тиск тут високий з характерними спадними потоками.

Хмарності мало або зовсім немає, зате ввечері і вночі можуть виникати тумани.

Помірні повітряні маси також поділяються на континентальний підтип і океанічний. Помірне повітря континентального підтипу формується над великими поверхнями континентів, і узимку воно сильно охолоджене та стійке, погода в ньому, зазвичай, ясна, суха з сильними морозами;

влітку сильно прогріте, у ньому легко виникають конвективні потоки, стан маси нестійкий. Помірне повітря океанічного чи морського підтипу, що формується над океанами в помірних широтах, легко переноситься на материки західними вітрами, характеризується великою вологістю і помірною температурою: взимку несе відлиги, улітку – прохолодну і завжди похмуру погоду.

Арктичне (антарктичне) повітря, як правило, не поділяється на морське і континентальне, тому що має малі розходження. Воно завжди дуже холодне, сухе і дуже прозоре. Атмосферний тиск у ньому підвищений, маса стійка. Вторгнення такої маси в помірні широти завжди супроводжується різким зниженням температури повітря узимку і сухою, ясною погодою. У літній період при вторгненні в помірні широти в нижніх шарах це повітря може прогріватися і можуть виникнути конвективні струми, однак через малу вологість повітря в конвективних струмах швидко адіабатично остигає, дорівнює за температурою навколишньому середовищу і припиняє свій рух нагору (байдужний стан повітря). Хмари, якщо й утворюються, то тільки купчасті плоскі або купчасті середні, опадів вони не дають.

Різні за властивостями повітряні маси стикаються, і в зоні зіткнення виникає **атмосферний фронт**. Так називають прикордонні шари, що розділяють сусідні повітряні маси з різними фізичними властивостями. Перетинання атмосферного фронту з землею поверхнею називається **лінією фронту**. Атмосферний фронт завжди нахилений до площини обрїю у бік холодного повітря. Важка холодна повітряна маса притискається до поверхні Землі, а тепла піднімається по схилу холодного. Нахил фронтальної поверхні приблизно 100 м на 1 км. Переміщення теплого повітря над клином холодного одержало назву **висхідного сквовання**. Нагору фронт простирається, охоплюючи всю тропосферу.

Коли атмосферні фронти розділяють планетарні повітряні маси, розглянуті вище, їх називають **головними**.

Між арктичною (або антарктичною) і помірною масами фронт називається **Арктичним (Антарктичним)** у південній півкулі).

У середніх широтах між помірною і тропічною масою міститься **Помірний** фронт. Влітку він розміщений між 45° і 50° півн.шир. (півд.шир.), взимку опускається до 30° - 20° .

Між тропічною і екваторіальною масою розміщений **Тропічний** фронт. В екваторіальних широтах при зіткненні екваторіального повітря північної та південної півкуль утворюється не фронт, оскільки ці маси однакові, а смуга збіжності.

Усі головні атмосферні фронти безупинно переміщуються і змінюються в результаті зсуву термічного екватора і самих мас. Так, у літній період в північній півкулі вони просуваються на значні відстані на північ, наприклад, Арктичний фронт у липні просувається до 70° - 75° півн.шир. у районі Атлантики та Європи і до 60° - 66° у районі Північної Америки. Помірний фронт займає, як зазначено вище, 45° - 50° півн.шир., Тропічний - лежить приблизно на широті 40° півн.шир. У зимовий період, коли термічний екватор займає 0° (тобто географічний екватор), головні атмосферні фронти також опускаються до півдня. Таким чином, деякі пояси широт на Землі виявляються під впливом різних мас у холодний і теплий сезони року, наприклад, район Середземномор'я у літній період зазнає дії континентального тропічного повітря, і тут встановлюється суха, жарка погода, а в зимовий період сюди приходять помірні маси з характерними для них західними вітрами, дощовою і прохолодною погодою.

Вище було зазначено, що помірні і тропічні повітряні маси розділяються на підтипи: континентальний і океанічний. Вони мають різні метеорологічні характеристики тому, що формуються над різними поверхнями і сильно відрізняються за сезонами. Між цими підтипами повітряних мас теж можуть виникати фронти, які називаються **внутрішньома-**

совими. Вони поділяються на **теплі** та **холодні**, залежно від того, яка з двох повітряних мас активніше.

Теплий фронт виникає при переміщенні теплої маси у бік холодної, на карті позначається у вигляді лінії червоних напівкіл. Тепле повітря натікає на відступаюче холодне, спокійно піднімаючись нагору по площині розділу (висхідне сковзання), адиабатично охолоджуючись, що супроводжується конденсацією вологи, яка міститься в ньому, і утворенням типової хмарної системи шаруватих хмар. Ознаками наближення теплового фронту є спокійне падіння тиску, поява в західній частині пучка радіально розбіжних пір'ястих хмар, іноді з появою гало і повільним ущільненням шаруватої хмарності спочатку до високошаруватої, а потім до шаруватої. Проходження лінії фронту через пункт характеризується слабкими вітрами або штилем, обложними або мрячними опадами тривалої дії (рисунок 13.1).

Холодний фронт переміщається в бік теплового повітря і приносить похолодання, на карті позначається у вигляді синіх трикутників. Холодне повітря завжди рухається швидше від теплового, підтікаючи під нього і виштовхуючи нагору. При цьому, якщо швидкість руху фронту невелика, 3-5 м/с, холодне повітря спокійно підтікає під тепле, і утворюється хмарність шаруватого походження. Такий фронт називається **холодним I роду**. Ознаками наближення такого фронту теж є поступове зниження тиску і пір'ясті хмари, спочатку в західній частині небокраю, але вони швидше розвиваються і незабаром затягуються шаруватими хмарами. При проходженні лінії фронту через пункт зона опадів теж характеризується як обложна, однак вони випадають значно більш короткий термін, ніж у випадку з теплим фронтом.

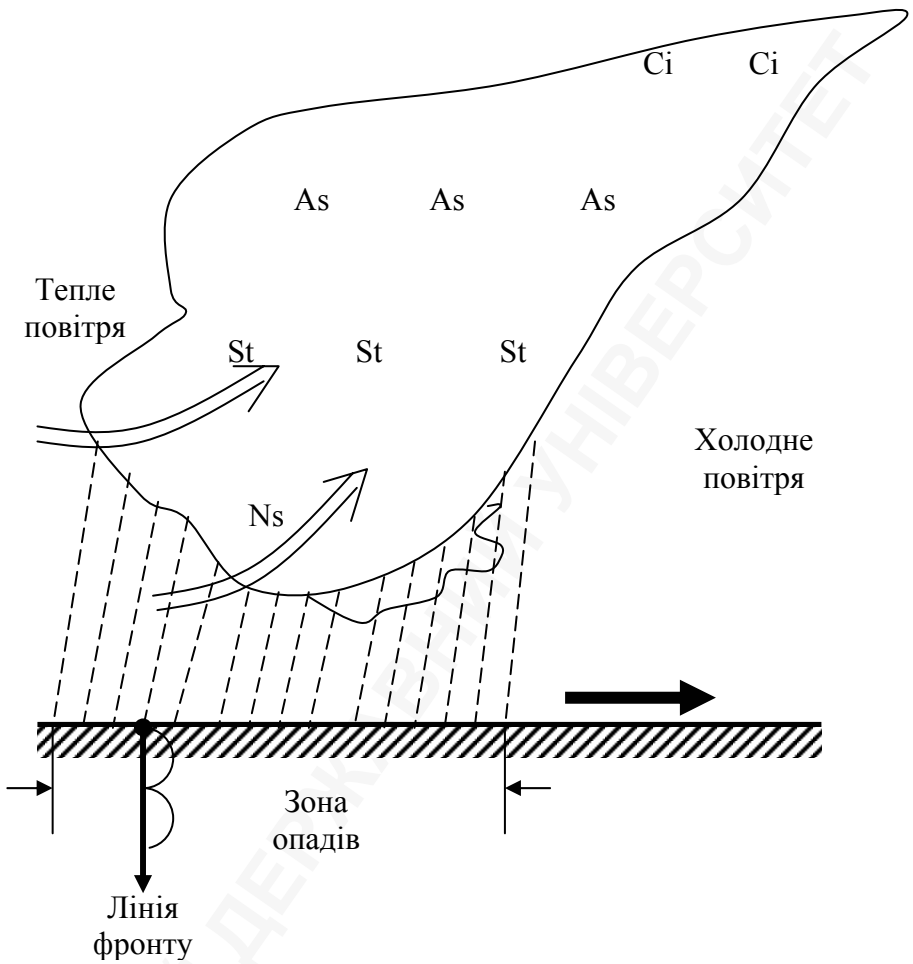


Рисунок 13.1 – Схема утворення теплого фронту

Однак іноді холодний фронт рухається досить швидко (особливо влітку, коли градієнти температур значні) із швидкістю більше 5 м/с і називається **холодним фронтом II роду**. Холодне повітря навалюється на тепле, яке, в свою чергу, не встигає натікати на площину холодного, а має можливість тільки вертикально піднятися, утворити сильний конвективний струм, і тим воно сильніше, чим більша швидкість руху холодного повітря. У результаті перед лінією фронту утворюється купчасто-дощова хмара, характерні шквальні вітри, грози, зливи, нерідко з градом, але за фронтом дуже швидко настає прояснення.

Наближення холодного фронту II роду характеризується різким падінням тиску, появою в західній частині обрїю висококупчастої хмарності (*Alto cumulus lenticularis*) і рухом їх на схід, у той час коли біля поверхні землі вітер має зворотний напрямок (рисунок 13.2).

Крім розглянутих вище фронтів, існують ще фронти оклюзії (від латинської *occlusio* - замикати), що є наслідком накладення одного фронту на інший. Між двома такими фронтами міститься велика маса повітря, значно теплішого, ніж інше навколишнє повітря. Оклюдування виникає в результаті витиснення теплого повітря нагору. Фронти оклюзії характерні в основному для циклонів і будуть докладніше розглянуті в наступній лекції.

Висновки

1 Нижній шар нашої атмосфери, що нагрівається від поверхні Землі, в силу неоднорідних властивостей і якостей цієї поверхні, формує неоднакові повітряні маси.

Сьогодні виділяють теплі і холодні маси повітря. Тепла маса, переміщуючись на більш холодну поверхню, характеризується інверсією і стійким станом. Холодна маса переміщуючись в більш теплий район і сама, прогріваючись нижнім шаром, характеризується розвитком конвективних струмів і нестійким станом.

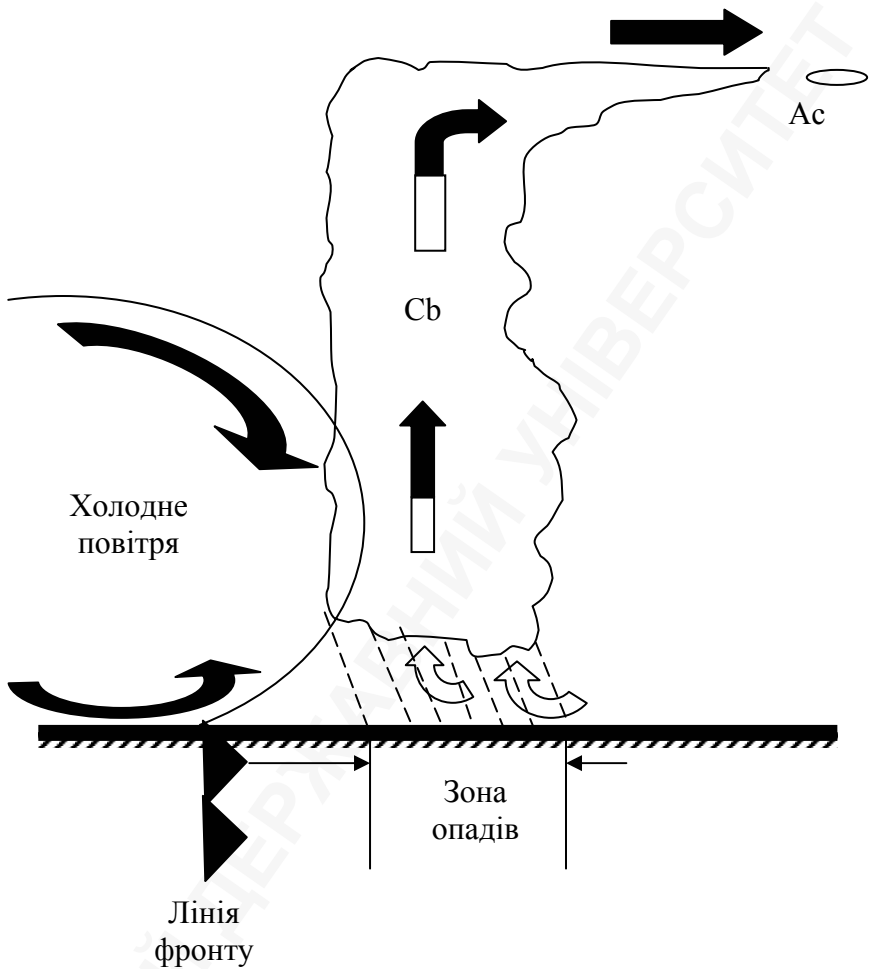


Рисунок 13.2 – Схема утворення холодного фронту II
 роду

СУМСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

2 За районами свого утворення маси поділяються на чотири типи: екваторіальні, тропічні, помірні та арктичні (антарктичні). У свою чергу, помірні і тропічні маси поділяються на континентальні й океанічні (екваторіальні та арктичні маси, як правило, не поділяються на підтипи, тому що континентальний і океанічний підтипи дуже слабо виражені).

3 Різні за властивостями повітряні маси утворюють у зонах свого зіткнення атмосферні фронти. У кожній півкулі виділяють по три головні атмосферні фронти: арктичний (антарктичний), помірний, тропічний. Усі вони безупинно переміщаються в результаті зсуву термічного екватора і самих мас. У теплий період року маси зміщаються до півночі і фронти займають більш північне положення, у зимовий – більш південне. Таким чином, деякі пояси широт на Землі виявляються під впливом різних повітряних мас.

4 У помірній та тропічній повітряних масах формуються внутрішньомасові фронти між підтипами - континентальними та океанічними. Ці фронти поділяються на теплі (коли більш теплі маси витісняють більш холодні), холодні I роду (коли холодна маса, що повільно рухається, витісняє теплу) і холодні фронти II роду (коли холодна маса, що швидко рухається, витісняє теплу). У перших двох випадках утворюється система шаруватих хмар з досить широкою зоною опадів обложного характеру.

У випадку наступу холодного фронту II роду утворюється купчасто-дощова хмара, з якої випадають зливові опади, що супроводжуються, як правило, грозою з блискавками, випаданням граду і шквальним вітром. Однак зона опадів досить вузька, і дощ швидко припиняється. Якщо такий фронт проходить через пункт удень, можливе нове утворення купчасто-дощових хмар (але менш сильних), тому що холодна маса нестійка, її нижні шари легко прогріваються і виникають конвективні струми. Однак знов виниклі хмари дають нетривалі опади (1-5 хвилин).

ЛЕКЦІЯ 14 УТВОРЕННЯ ВИХРІВ У ТРОПОСФЕРІ. ЦИКЛОНИ

Утворення вихрів в атмосфері пояснюють декількома причинами: по-перше, тому що поверхня Землі неоднорідна і нагрівається та охолоджується вона неоднаково. Над нагрітою поверхнею повітря піднімається і створює область низького тиску з визначеною системою вітру (в північній півкулі проти годинникової стрілки і трохи усередину, в південній за годинниковою стрілкою і трохи усередину). Завдяки такій системі руху повітря створюється вихор, він досить стійкий, доки поверхня добре прогріта.

По-друге, вихрі можуть утворюватися на Арктичному (Антарктичному) і Помірному головних фронтах при динамічному посиленні на якійсь окремій ділянці руху більш теплого або, навпаки, більш холодного, повітря. Таким чином, взаємодія повітряних мас, різних за температурою, вологістю, щільністю та за кінетичною енергією повітряних течій, неминуче спричиняє вигини фронту, які під впливом обертання Землі навколо власної осі набувають вигляду вихрів (рисунок 14.1).

Також вихрі можуть утворюватися при переміщенні внутрішньомасових фронтів, коли при русі досить однорідного фронту під дією сили тертя поверхні окремі ділянки фронту мають меншу швидкість, а інші велику. В результаті утворюється гігантська хвиля на лінії фронту. В метеорології вихрі в тропосфері, які виникають вищезазначеними способами, одержали назву **циклонів**. Слово «циклон» має грецьке походження. Воно буквально означає «кілце змії», цим підкреслюється кругове обертання повітря.

Циклон – атмосферний вихор із замкнутою системою ізобар і сильним конвективним струмом та низьким тиском у центрі і циклонічним рухом повітря на периферії.

На карті циклон виглядає як баричний мінімум і для нього характерні три види руху повітря:

1) характерний для баричного мінімуму рух повітря біля поверхні Землі, у північній півкулі проти годинникової стрілки з відхиленням під дією сили тертя до центра (рисунок 14.2), а в південній - за годинниковою стрілкою з відхиленням до центра;

2) у результаті того, що в центр циклону стягується повітря, біля поверхні Землі утворюється конвективний потік, який, в свою чергу, сприяє виникненню купчасто-дошової хмарності;

3) циклони пересуваються по поверхні. При виникненні їх у помірних широтах вони підвладні закону західного вітру з відхиленням на північ (у результаті осьового обертання Землі і дії виникаючої при цьому сили Коріоліса). Зрештою вони доходять до полярних широт і тут утворюють приполярну смугу низького тиску. В південних широтах циклони, переміщаючись разом із західними вітрами, відхиляються до півдня від головного напрямку і також, як і в північній півкулі, створюють приантарктичну смужку низького тиску. Таким чином, циклони беруть участь у міжширотному обміні повітряними масами.

У метеорології виділяють **циклони помірних широт і тропічні**.

Процес утворення циклонів називається циклогенезом. Циклогенез у помірних широтах описується хвильовою теорією В. Б'єркнеса (згодом уточнена і доповнена С.П. Хромовим), що пояснює взаємодію повітряних мас на фронтальних поверхнях.

Протягом року в позатропічних широтах кожної півкулі виникають сотні циклонів дуже значних розмірів. Добре розвинутий циклон може мати в поперечнику 2-3 тис.км. Температурні контрасти в області циклону пояснюються тим, що циклон виникає і розвивається між повітряними масами різної температури і у циклонічну циркуляцію втягуються обидві ці маси.

У своєму розвитку циклон позатропічних (помірних) широт проходить кілька стадій розвитку.

1 Стадія хвилі (вигин фронту). Вигин фронту може виникнути внаслідок неоднакової швидкості різних ділянок фронту. На вигині фронтальна поверхня випрямляється і сприяє утворенню конвективного струму повітря, що призводить до зменшення тиску біля поверхні землі. Холодне повітря починає активно перетікати в район ділянки фронту, де воно рухається швидше, легше. У той самий час тепле повітря витісняється не тільки нагору, але й у бік, де опір холодного повітря менший. Так виникає циклонічний рух навколо невеликого центра з низьким тиском (рисунок 14.2).

2 Стадія теплового сектора. Після того як на фронтальній поверхні з'явилася хвиля (вигин), відбувається зміна знака передньої частини фронту на теплий і поступово тепле повітря утворює довгий повітряний язик, який вклинюється в область, зайняту холодним повітрям в результаті більш активного руху холодної нижньої частини фронту. При цьому обидві повітряні маси обертаються одна навколо іншої, в результаті чого вершина хвилі стає все більш помітною (рисунок 14.3). Це стадія типового молодого циклону.

3 Стадія оклюдованого циклону. У цій стадії відбувається поступове зближення теплої та холодної ділянок фронту, і в центрі це зближення найбільш помітне. Теплий сектор стає все більш вузьким, а тепле повітря активно виштовхується нагору. Циклон досягає свого максимального розвитку перед тим, як поступово починає заповнюватися холодним повітрям. Нарешті, холодний фронт доганяє теплий і зникається з ним, утворюючи складний фронт оклюзії. Процес цей починається від центра. Тепле повітря вичавлюється нагору холодним і вже не стикається з поверхнею. Циклон біля поверхні Землі виявляється цілком холодним (стає термічно симетричним) (рисунок 14.4). З цього моменту циклон починає поступово заповнюватися.

Товща холодного повітря біля поверхні Землі стає все більшою, а тепле витісняється усе вище, при цьому воно адіабатично охолоджується і стає такої самої температури,

як і навколишнє середовище (рисунок 14.5). Відтік повітря нагору припиняється, і тиск більше не зменшується – циклон розвивається і ліквідується.

Циклони зазвичай існують кілька діб, швидкість, з якою вони переміщуються по території – від 20 км/год до 40 км/год.

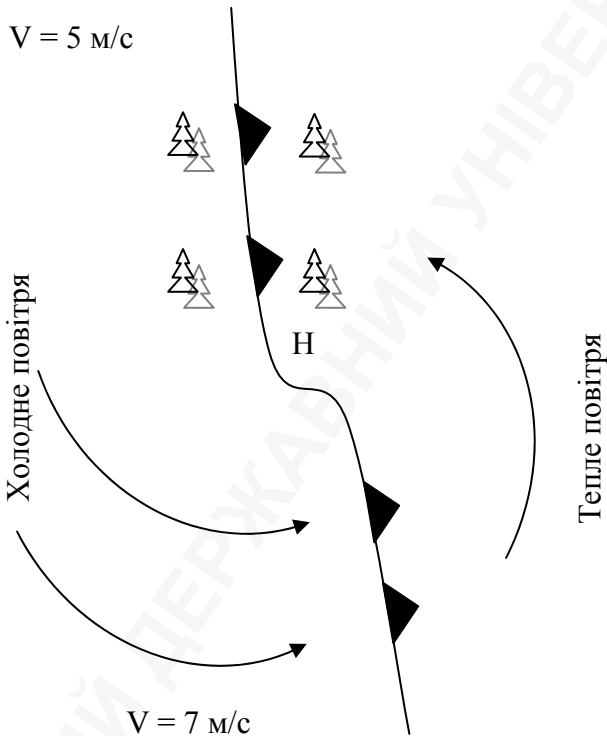


Рисунок 14.2 – Утворення вигину фронту (стадія хвилі)

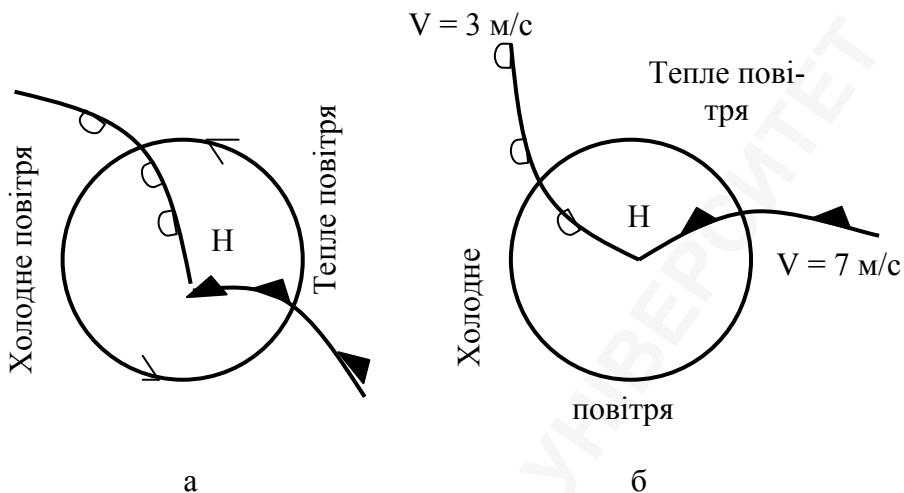


Рисунок 14.3 – Утворення теплого сектора

Іноді циклон, що пройшов усі стадії розвитку, не заповнюється остаточно, а починає новий цикл, якщо в область старого циклону вторгаються нові порції холодного або теплого повітря, які створюють різкі температурні контрасти.

На одному фронті, на якому виник циклон, може з'явитися ще декілька (до 4). Такий ланцюжок циклонів називається **серією**, або **сімейством циклонів**.

Ознаки наближення циклону приблизно такі самі, як і при наближенні теплого фронту: падіння тиску, поява в західній частині неба пучка ниткоподібних пір'ястих хмар, які швидко поширюються по небу й ущільнюються спочатку до високошаруватих, а потім до шаруватих.

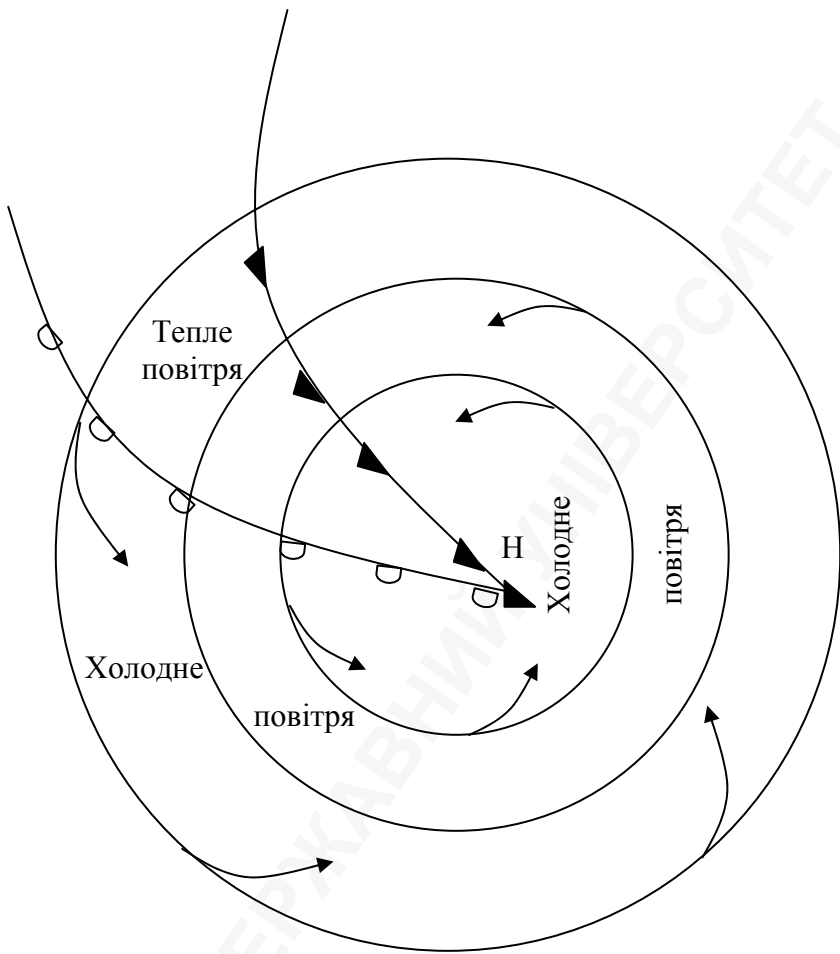


Рисунок 14.4 – Утворення оклюзії

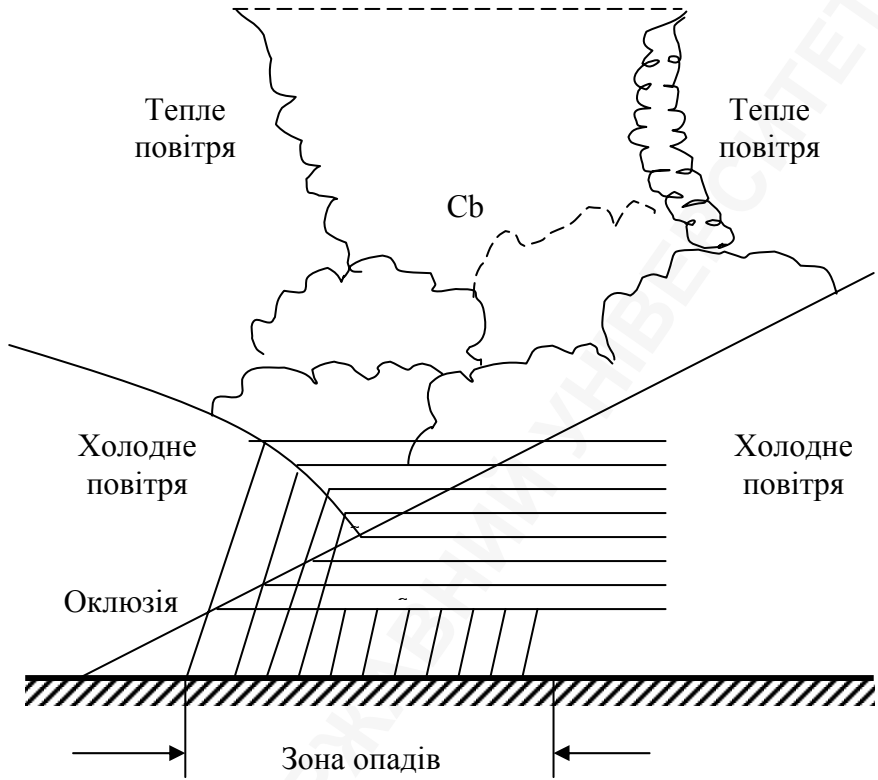


Рисунок 14.5 – Оклюдований фронт

Погода циклону залежить від стадії його розвитку: при стадії теплового сектора спочатку переважає шарувата хмарність теплового фронту, обложні опади із слабкими вітрами південно-східного напрямку. Після проходження обложних опадів (тепла частина фронту) настає тепла, дуже волога, узимку з туманами, безвітряна погода, яка несе відлигу. Вона зберігається добу – дві, іноді три, залежно від розмірів теплового сектора циклону. Потім погода різко змінюється: у зимовий час - посилення шаруватої хмарності і досить сильні обложні опади, що випадають з перервами і поступово переходять в короткочасні зливи; улітку, як правило, розвивається гроза з купчасто-дошовими хмарами, йдуть зливові опади. Але у будь-якому випадку – слідом за ними настає похолодання, при ясній погоді влітку можливе повторне, кількаразове випадання короткочасних опадів (холодна маса відрізняється нестійкістю) із рвучким вітром північно-західного і північного напрямків.

Якщо через пункт проходить циклон у стадії оклюзії, то погода відрізняється досить тривалим, майже безупинним періодом випадання опадів різної інтенсивності: при спостереженні хмарність визначається як шарувата, а опади випадають зливового типу. Крім того, тиск падає активно, а температурний фон майже не змінюється (рисунок 14.5).

Утворення фронту оклюзії в циклонах пояснює виникнення гроз у холодний період: якщо витиснення повітря теплового сектора йде активно, то купчасто-дошова хмара утвориться дуже могутньою і в ній можливе накопичення електрики і виникнення грози. Такі умови складаються 1 раз на 2-3 роки.

Висновки

1 Утворення вихрів у атмосфері може бути в результаті: неоднорідного нагрівання поверхні; неоднакового руху головного фронту (затікання теплої або холодної мас); переміщення внутрішньомасових фронтів. У таких випадках вихрі називаються циклонами. Циклони, що утворилися у

помірних широтах, як правило, утворюються на фронтальних поверхнях арктичного або помірнього фронтів.

2 Процес утворення циклонів називається циклогенезом. У своєму розвитку циклон помірних широт проходить три стадії: стадію молодого циклону або стадію хвилі; стадію утворення теплового сектора – найбільшого поглиблення і захоплення всієї товщі тропосфери; стадію оклюдування, коли припиняється приплив теплового повітря і циклон заганяє. У кожній з цих стадій при проходженні циклону тиск повітря падає досить інтенсивно з активним розвитком хмарності та опадами. Циклон може проіснувати близько 5-6 діб, пересуваючись, як правило, із заходу і південного-заходу на північний схід із швидкістю 40 км/год.

3 Погода в циклонах нетропічних широт далеко не однорідна і являє собою стадії теплового сектора спочатку погоду теплового фронту, що приносить потепління (узимку особливо помітне) на 2-3 доби, потім вона змінюється на погоду холодного фронту (узимку - як холодного фронту I роду, улітку – як холодного фронту II роду). При утворенні фронту оклюзії спостерігаються інтенсивні зливові опади, часто з грозою, з купчасто-дощовими хмарами, що утворилися внаслідок змикання циклонічних фронтів і витіснення нагору теплового повітря. З поверхні землі купчасто-дощові хмари закриті шаруватими і тому створюється враження, що із шаруватих хмар випадають зливи.

ЛЕКЦІЯ 15 ЦИКЛОНИ В ТРОПІЧНИХ ШИРОТАХ. АНТИЦИКЛОНИ

Більшість районів зародження тропічних циклонів міститься в пасатній зоні між 10° і 20° широти в обох півкулях Землі над дуже теплими ділянками поверхні океану, де температура води досягає $+28^{\circ}\text{C}$ та більше. Оскільки у формуванні циклонічного руху повітря велика роль належить

силі Коріоліса, то в екваторіальних широтах (від 5° півн.шир. до 5° півд.шир.) вони зовсім не утворюються (сила Коріоліса дорівнює нулю).

Тропічні циклони відомі в світі як вихрі з ураганною швидкістю вітру всередині циклону, що пов'язано з термічними причинами і дуже малою силою тертя, таким чином, у них немає фронтальних поверхонь.

У середньому на Землі виникають за рік близько 120 тропічних циклонів, які у різних куточках Земної кулі називаються по-різному: в Східній Азії – «тайфунами», у Центральній Америці – «ураганами», в Австралії – «віллі-віллі», «орканами».

Найчастіше тропічні циклони виникають на початку осені або наприкінці літа. Вони рідко бувають узимку і практично не спостерігаються навесні. Уявлення про розподіл тропічних циклонів над різними ділянками океану дає таблиця 15.1.

Таблиця 15.1 – Середня річна повторюваність тропічних циклонів

Район	Північна пів- куля	Південна пів- куля
1	2	3
Атлантичний океан	15	-
Тихий океан	45	12

Продовження таблиці 15.1

1	2	3
Індійський океан	30	15
Північно-західне узбе- режжя Австралії	-	3
Усього	90	30

У тропічному циклоні, як і в циклонах помірних широт, рух трьох родів:

1) круговий (проти годинникової стрілки в північній півкулі та за годинниковою у південній), що зливається в єдиний по висхідній спіралі;

2) висхідний;

3) поступальний рух циклону по поверхні Землі.

Мабуть, на цьому їх подібність і закінчується.

1 Тропічний циклон на відміну від нетропічного займає меншу площу, близько 600-700 км у діаметрі (поперечник близько 1000 км – велика рідкість!).

2 Падіння тиску в ньому відбувається при великих градієнтах, так, якщо перед виникненням такого циклону в атмосфері спостерігався тиск у 760 мм рт.ст., то в центрі розвинутого тайфуну він може бути нижче, ніж 720 мм рт.ст. Таких значень баричних градієнтів у циклонах помірних широт немає.

3 При розвитку тропічного циклону спостерігається висока енергія нестійкості повітряних мас (біля поверхні океану температура набагато вища, ніж у шарах повітря над ним) і, як наслідок, сильний підйом повітря, особливо насиченого, з виділенням величезної кількості теплоти конденсації.

4 Тропічний циклон починає переміщатися по акваторії з невеликою швидкістю, близько 10-20 км/годину в напрямку пасатного перенесення, потім на широті 20° він змінює свій напрямок і починає рухатися на північний схід уже при швидкості звичайних циклонів. Подорожуючи по морській поверхні, він існує кілька діб, але, вийшовши на сушу, він швидко заповнюється і втрачає свою силу.

5 Вітри, що визначають круговий рух у тропічному циклоні, мають ураганну швидкість більше 30 м/с (у 1959 році спостерігався тайфун із швидкістю вітру до 90 м/с). Вони пояснюються дуже великими градієнтами падіння тиску, які, в свою чергу, як у будь-якому вихрі, повинні бути врівноважені силами Коріоліса та центробіжною. Оскільки в широтах, де виникають такі циклони, сила Коріоліса дуже мала, то основні функції бере на себе відцентрова сила (з

фізики відомо, що чим більша відцентрова сила, тим більша швидкість руху).

6 Оскільки тропічні циклони розвиваються над гладкою поверхнею океану, сила тертя тут незначна і не впливає на напрямок вітру (тобто повітря не стягується в центр, а продовжує обертатися по ізобарах, піднімаючись по спіралі нагору). Тому середина даних циклонів не має хмарності, тут можуть спостерігатися навіть спадні потоки повітря. Таке явище називається «око бурі».

7 Хмарність у тропічному циклоні являє собою майже суцільну грозову хмару до 14 км у висоту у вигляді бублика, випадають сильні зливові опади, грозові явища досягають великої інтенсивності. Циклонічна область великих градієнтів, штормових вітрів і злив різко відмежована від навколишнього району. Тому його діяльність відрізняється тим, що починається і закінчується зненацька і жорстко.

8 Якщо в помірному циклоні температури повітря завжди нижчі, ніж у середовищі, що його оточує, то в тропічному циклоні, у зв'язку з виділенням величезної кількості тепла конденсації, вони завжди вищі, особливо високі вони в «оці бурі».

9 При своєму русі тропічний циклон викликає найсильніше хвилювання, яке загрожує катастрофою не тільки дрібним судам, але і великим. Плоскі береги, поблизу яких він проходить, часто затоплюються гігантськими хвилями висотою до 10-15 м. У Бангладеші, наприклад, при низьких берегах це призвело до величезних руйнувань і людських жертв (у 1978 році загинуло більше 300 тис. чоловік). Збиток від проходження такого циклону в районах півдня США досягає 1 млрд. дол. Тому простежування тропічних циклонів і попередження про них – найважливіша задача служби погоди в районах, через які проходять такі циклони. Однак їх прогноз ускладнюється тим, що осередки виникнення циклонів лежать на морях. Тому велику лепту в прогнозі ураганів і тайфунів вносять метеорологічні супутники Землі.

Через силу і спустошливу діяльність кожному такому циклону привласнюється ім'я (здебільшого жіноче).

Маломасштабні вихрі також виникають у тропосфері в умовах великої нестійкості повітряної маси. Вони нагадують циклони мініатюрних розмірів і можуть виникнути над перегрітою поверхнею (в Сахарі на площі 10 км² таких вихрів іноді спостерігається до 100 на день). Поперечний розмір їх - від 1 м до 100 м, висота – до 1 км, швидкість переміщення до 20-30 км/год. У такому вихрі спостерігається швидке обертання повітря при одночасному його підйомі, так, що листя, пил та інші предмети, які потрапили у вихор, захоплюються по спіральних шляхах.

Велике значення мають більш великі вихрі, пов'язані з грозовою хмарою і названі: над морем - **смерчами**, над сушею - **тромбами** (у Північній Америці їх називають **торнадо**).

Вихор виникає зазвичай в передній частині грозової хмари в результаті того, що під грозовою хмарою утворюється маленька область низького тиску, яка починає втягувати в себе зверху частину хмари, а знизу пил або воду. В один момент часу утворюються дві воронки, що спрямовуються назустріч одна одній (рисунок 15.1).

Через кілька хвилин обидві воронки поєднуються, утворюється вихор, який починає рухатися разом із хмарою, тому таку хмару часто називають материнською. Час існування смерчів – кілька хвилин, тромбів – кілька десятків хвилин, іноді кілька годин. За цей час вихор може просунути над морем на кілька кілометрів, а над сушею на десятки і навіть сотні кілометрів, усе змітаючи на своєму шляху. Атмосферний тиск у вихрі сильно знижений, повітря обертається навколо осі вихору, одночасно піднімаючись нагору. Швидкості обертання повітря в тромбі можуть досягати 50-100 м/с, дуже великі також і висхідні швидкості. Вітер при тромбі зриває дахи, руйнує будівлі, вириває з коренем дерева, прокладає в лісах просіки, переносить на великі відстані людей і великих тварин. Падіння тиску при прохо-

дженні тромбу буває настільки великим і швидким, що зовнішній тиск і тиск усередині будинку не встигають вирівнятися і будинок вибухає зсередини. Тромб, оскільки він пов'язаний з материнською хмарою, супроводжується грозою, зливовим дощем, градом. Водяні смерчі рідше пов'язані з грозами.

Смерчі часто виникають серіями, по декілька вихрів, тромби завжди проходять поодиночі. Руйнівна сила таких вихрів колосальна. Так, у липні 1978 року, тромб, що утворився в районі Чернігівщини, за кілька годин досяг московського аеропорту Шереметьєво і зрізав диспетчерську над аеровокзалом, скинувши її на злітну смугу. Особливо часті торнадо на південному сході США і винятково руйнівні. За рік у США спостерігається до 200 торнадо, а в окремі роки – до 800.

Смерчі найчастіше виникають у районі Філіппінських і південних Японських островів і також завдають величезних збитків. На жаль, дотепер спрогнозувати точне виникнення таких вихрів неможливо.

До цього розглядалися вихрі з циклонічним обертанням повітря. Однак у атмосфері існують вихри із зворотним обертанням і називаються вони **антициклонами**.

Антициклоном називається атмосферний вихор з високим тиском у центрі, з потоком повітря, що сходить, і характерною системою вітру біля поверхні землі.

Для антициклонів, як і для циклонів, характерні три види рухів:

а) біля поверхні землі в північній півкулі повітря рухається за годинниковою стрілкою (внаслідок рівноваги сили Коріоліса і баричного градієнта, що доповнюється відцентровою силою), при дії сили тертя напрямом його відхиляється на периферію; у південній півкулі – рух повітря проти годинникової стрілки і до периферії;

б) у центральній частині антициклонів повітря опускається (осідає), ущільнюється і притискається до земної поверхні. У спадних струмах відбувається адіабатичне на-

грівання та висушення повітря. В результаті у стовпі повітря, що опускається, виникає «**інверсія стиску**», особливий вид інверсії, який, починаючись на висоті, поступово опускається до поверхні землі під дією нових мас, що надходять;

в) антициклони, що утворюються в помірних широтах, переміщуються під впливом головних напрямків вітрів цих широт – із заходу на схід, але під дією сили Коріоліса зміщуються до півдня. Таким чином, одержують південно-східний напрямок. Досягши тропічних широт, вони поглинаються областю високого тиску, який тут є постійний. У цьому випадку вони, як і циклони, беруть участь у міжширотному обміні повітря.

Виникають антициклони двома шляхами:

1 Між двома фронтальними циклонами – в однорідній повітряній масі, де тиск достатньо високий (рисунок 15.2).

У циклонах повітря постійно піднімається нагору, адіабатично остигає, доходить до інверсійного шару і починає розтікатися під ним. Зрештою два потоки повітря стикаються на висоті, зароджується область високого тиску, яка називається висотним антициклоном. Під впливом повітряних мас, які надходять з циклонів, повітря висотного антициклону поступово починає опускатися вниз. З часом при опусканні температура повітря в антициклоні підвищується і стає за своїми значеннями вищою, ніж температура навколишнього середовища. У цьому випадку завдяки своїм фізичним властивостям він перестає опускатися, однак нові порції повітря зверху надавлюють, змушуючи повітря повільно стискуватися, що призводить до виникнення інверсії температури, яка називається **інверсією стиску**. Товща шару інверсії поступово збільшується, і в антициклоні встановлюється малоохмарна або ясна суха погода. Тільки в нижніх приземних шарах у холодний час доби можливе утворення туманів і низьких шаруватих хмар, пов'язаних з охолодженням від земної поверхні.

Якщо інверсія розміщується на висоті, то можливе утворення хвилястих хмар (stratocumulus undulates чи altocumulus) під шаром інверсії. Але могутніх хмарних систем з випаданням обложних опадів у антициклонах не буває.

2 У зимовий період антициклон утворюється над холодною поверхнею суші. При ясній погоді поверхня суші сильно охолоджується за рахунок випромінювання, а від неї будуть охолоджуватися і прилеглі шари повітря. Холодні шари повітря ущільнюються і шари, що пролягають вище, «осідають» (рисунок 15.3).

Баричні градієнти і вітри у внутрішніх частинах антициклонів слабкі, біля земної поверхні нерідко спостерігаються штили. Але на периферії антициклону вітри можуть бути досить сильними, до 10-14 м/с.

Висновки

1 Тропічні циклони мають термічну причину виникнення – над теплою поверхнею океану (з температурою більшою +28°C). Основні райони їх виникнення – між 10° і 20° широти в обох півкулях. В екваторіальних широтах циклони не утворюються через відсутність сили Коріоліса.

2 Як і в циклонах помірних широт, у даних циклонах здійснюється рух трьох видів: круговий, висхідний і поступальний рух по акваторії. Однак багато в чому тропічний циклон не схожий на циклони помірних широт:

а) він займає меншу (приблизно в 10-15 разів) площу;
б) баричні градієнти в ньому надзвичайно великі;
в) у його середині спостерігається висока енергія нестійкості повітряних мас – вертикальний струм має швидкості в 10-15 разів більші, ніж у помірних циклонах;

г) сила тертя майже не відхиляє напрямок вітру від ізобар, у зв'язку з чим повітря не затікає в середину циклону, тобто утворюється «око бурі»;

д) вітри, які визначають круговий рух, мають ураганну швидкість, до 90 м/с, але по акваторії циклон рухається повільно, 10-20 км/год в напрямку пасатного перене-

сення, на суші він швидко заповнюється і втрачає свою силу;

е) хмарність являє собою суцільне грозове кільце купчасто-дощових хмар навколо «ока»;

ж) тропічний циклон має жорстоку спустошливу силу – збиток від його проходження обчислюється мільйонами доларів.

3 В атмосфері як над сушею, так і над морем в умовах великої нестійкості атмосферної повітряної маси і наявності могутньої купчасто-дощової хмари, можуть утворюватися мініатюрні вихри (до 100 м у діаметрі), які називають смерчами, тромбами, торнадо. Незважаючи на невеликі розміри, ці вихри мають велику руйнівну силу.

4 Крім вихрів з низьким тиском, у центрі існують вихрі, у яких тиск повітря вищий, ніж на периферії. Такі вихрі називають антициклонами. У них кругові обертальні рухи протилежні напрямку вітрів в циклонічних утвореннях, а в центрі спадний потік повітря, в якому утворюється «інверсія стискання». Тому погода в антициклонах або малоохмарна, або ясна, залежно від товщі і висоти залягання інверсії.

5 Виникнення антициклонів пов'язують з роботою циклонів – у цьому випадку антициклон починає утворюватися на висоті і поступово охоплює усе більш низькі шари тропосфери аж до поверхні землі. У зимовий період антициклони можуть утворюватися над холодною поверхнею материка і поступово зростати нагору. Розміри зимових антициклонів, як правило, дуже великі, а їх відроги тягнуться на десятки тисяч кілометрів.

ЛЕКЦІЯ 16 КЛІМАТОУТВОРЕННЯ. МІКРОКЛІМАТ

У попередніх лекціях розглядалися **атмосферні процеси**, які входять до складу кругообігу тепла, води та зага-

льної циркуляції. Саме ці процеси і визначають клімат. Усі три процеси взаємозалежні. Наприклад, на тепловий режим поверхні, що підстилає, впливає хмарність, що затримує приплив сонячної радіації, а хмари - це елемент кругообігу води. Проте утворення хмарності залежить від прогріву поверхні і сили виникаючих при цьому конвективних потоків. Загальна циркуляція переносить водяну пару і створює хмари і, тим самим, впливає на кругообіг води, а через нього і на теплові умови.

Основними факторами клімату є: географічна широта, вид поверхні, що підстилає (вода чи суходіл), орографія поверхні суші, океанічні течії, сніговий чи крижаний покрив, лісові масиви. Особливе місце займає діяльність людини, яка в певних межах також впливає на кліматоутворюючі процеси і, тим самим, на клімат шляхом зміни тих чи інших факторів.

Географічна широта є найголовнішим фактором клімату. Від неї залежить зональність у розподілі елементів клімату. Сонячна радіація надходить на верхню межу атмосфери в строгій залежності:

$$I = I_0 \cdot \sin h \text{ (лекція 2).}$$

Висота Сонця (h), в свою чергу, залежить від широти місця.

З тієї самої причини зональність лежить в основі розподілу температур повітря та в розподілі тиску повітря.

Висота над рівнем моря впливає на атмосферний тиск, на температуру і її амплітуду, на вологість повітря. В результаті у горах створюється висотна зональність.

Вид поверхні, що підстилає (суші або моря), є ефективним чинником клімату. Саме з ним пов'язаний розподіл типів клімату на морський і континентальний. Суша сильніше і швидше нагрівається, ніж море, але й швидше остигає завдяки різним фізичним властивостям ґрунту і води.

Центри дії атмосфери виявляють явний зв'язок з розподілом суші та моря. Це ускладнює систему циркуляції. В результаті неоднакового розподілу суші в півкулях, північна

півкуля більше і сильніше прогрівається, що впливає на переміщення постійно існуючих поясів тиску і головних фронтів до півночі в червні – серпні.

На кліматичні умови в горах впливає не тільки висота, але і напрямок гірських хребтів, експозиція схилів, ширина долин і крутість схилів тощо.

Повітряні течії можуть затримуватися і відхилитися хребтами, а фронти деформуватися. У вузьких проходах між хребтами швидкість повітряних потоків зростає.

Над схилами південної і північної експозицій створюються різні режими температури. Форми рельєфу впливають і на добовий, і на річний хід температури. Саме із зниженням рельєфу пов'язаний мінімальний показник температури повітря в Якутську, Верхоянську, Оймяконі.

У зв'язку з перетіканням повітряних потоків через хребти на навітряних схилах створюються умови для випадання опадів. На підвітряних схилах навпаки, виникають сухі вітри (фен) з підвищеним фоном температур і т.д.

Океанічні течії спричиняють значні зміни клімату омиваних територій. Теплі течії зменшують амплітуду добових і річних температур, підвищують вологість повітря, спричиняють часті тумани, особливо в зимовий час. Над теплими плинами ізотерми позитивних значень вигинаються вбік високих широт, утворюючи “язики тепла”. Значення теплої Північноатлантичної течії настільки велике, що її називають «грубкою» Європи.

Над районами холодних течій утворюються “язики холоду”, що глибоко заходять у низькі широти. В пасатних зонах ліквідується конвекція в результаті виникаючої тут інверсії, тут не утворюється хмарність і не випадають опади. Це, у свою чергу, є чинником, що підтримує існування прибережних пустель.

Значною мірою впливає на клімат ліс. Крізь крони дерев сонячна радіація проникає ослабленою, у густому лісі майже вся радіація буде розсіяною, а інтенсивність її малою. Відповідно убуває й освітленість під пологом лісу.

Влітку в лісі вдень прохолодніше, ніж у полі, а вночі тепліше. Взимку різниця температур лісу і поля майже відсутня. Відносна вологість у лісі підвищена у порівнянні з вологістю в полі, особливо в літній період.

При стиканні вітрового потоку з лісом, повітря в більшій частині обтікає ліс зверху. Тому над кронами швидкість вітру більша, ніж на тій самій висоті на відкритій місцевості. В середині лісу швидкість вітру зменшується в кронах і біля земної поверхні спадає до нуля.

Кількість опадів над лісом збільшується на 10-15% внаслідок шорсткості поверхні крон дерев. Сніг розподіляється в лісі рівномірніше, ніж на відкритій місцевості, і щільність його в лісі менша внаслідок ослаблення тут вітру, однак через хуртовинне перенесення снігу в лісі накопичується набагато більше. В результаті перевищення річної суми опадів в лісовій місцевості над відкритими просторами висота покриву може складати кілька десятків міліметрів снігового шару.

Танення снігу в лісі уповільнене, а ґрунт під високим і пухким сніговим покривом промерзає на меншу глибину, ніж у полі.

Сніговий (або крижаний) покрив зменшує втрату тепла ґрунтом і коливання його температури. Але сама поверхня покриву сильно відбиває сонячну радіацію вдень і також сильно охолоджується випромінюванням вночі, тому вона охолоджує і повітря над собою. Навесні на танення снігового покриву затрачується велика кількість тепла, що береться з атмосфери. Таким чином, температура повітря над снігом, що тане, наближається до нуля. Над сніговим покривом часті і сильні інверсії температур взимку пов'язані з радіаційним вихолоджуванням, навесні – з таненням снігу.

Велике альbedo снігового покриву призводить до посилення розсіяної радіації і, тим самим, збільшує сумарну радіацію й освітленість.

Мікроклімат – місцеві особливості клімату, що істотно змінюються на невеликих площах. При одному типі

клімату можуть спостерігатися різні варіанти мікроклімату над близькими ділянками земної поверхні, різними за будовою і властивостями. Над лугом і лісом, над ріллею і болотом, над рівним степом і в балці, поблизу озера й у віддаленні від нього атмосферні умови будуть розрізнятися. Це означає, що в зазначених місцях при одному загальному типі клімату буде різний мікроклімат.

При створенні мікроклімату відіграють роль експозиція поверхні відносно сонячних променів, більша чи менша ступінь вологості ґрунту, вид рослинного покриву тощо. Ці розходження поверхні, що підстилає, визначають собою розходження в поглинених радіації, випромінюванні і балансі поверхні і, як результат, розходження в режимі температур, вологості повітря та у випаровуванні.

Утворення різних видів туманів також залежить від мікророзходжень земної поверхні. Наприклад, у низьких місцях або поблизу боліт, озер повторюваність туманів більша, ніж у сусідніх відкритих місцях. Над ріками найчастіше виникають тумани випаровування.

До явищ мікроклімату можна віднести бризи, гірничо-долинні вітри, особливості мікроклімату гірських систем.

З вищевикладеного випливає, що мікрокліматичні розходження залежать від неоднорідності поверхні, що підстилає, на порівняно невеликих відстанях. Тому деякою мірою мікроклімат утотожнюється з кліматом поверхневого шару повітря, що особливо важливо для сільського господарства.

Приплив сонячної радіації на орієнтовані по-різному схили балок і пагорбів істотно різний. Тому такі схили по-різному нагріваються, що, у свою чергу, позначається на температурі повітря і може відбитися на характері рослинності, термінах зацвітання і т.д.

Особливо добре спостерігається різниця температур в ясну сонячну погоду.

Коливання температури в увігнутих формах рельєфу (низини, яри) більше, ніж на опуклих (вершини пагорбів): денні температури підвищуються, а нічні знижуються. Особливо великі розходження при мінімальних температурах. У зв'язку із збільшенням добової амплітуди температури в низинних місцях збільшується повторюваність роси, інею, туманів, заморозків.

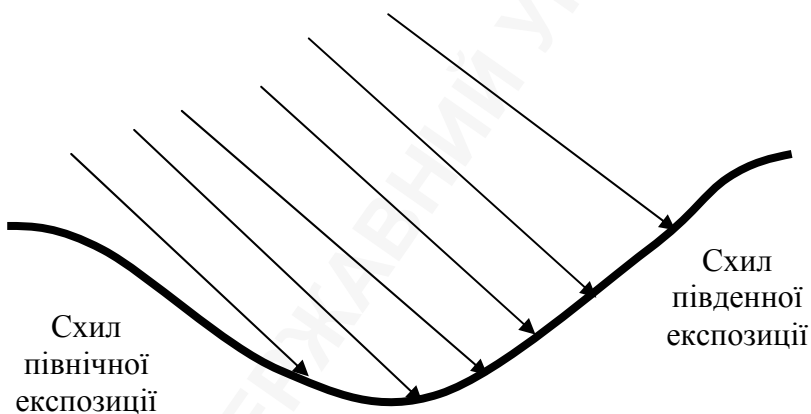


Рисунок 16.1 – Попадання сонячних променів на схили південної та північної експозиції

Повітря обтікає перешкоди. Тому перед пагорбом і на бічних схилах швидкість вітру зростає, а за пагорбом – зменшується. Вітри, що дмуть уздовж річкової долини, підсилюються, уперек долини, – слабшають.

Розчленована місцевість впливає і на розподіл опадів. На навітряних схилах опадів більше, на підвітряних ме-

нше. Через вітер рельєф місцевості впливає на розподіл снігового покриву. На навітряних схилах пагорбів снігу менше, у низинах він відкладається в замети. Сніготанення швидше всього відбувається на вершинах пагорбів і на схилах південної експозиції, де сонячні промені падають на поверхню під великим кутом.

Мікроклімат міста має свої особливості, адже в результаті міської забудови, асфальтового покриття вулиць, розподілу зелених насаджень створюються зовсім інші метеорологічні умови середовища.

Велике місто, особливо з розвиненою промисловістю, забруднює атмосферу над собою, зменшує її прозорість і, тим самим, зменшує приплив сонячної радіації до 20%. Це зниження ще підсилюється високою забудовою на вузьких вулицях. Внаслідок тієї самої завіси диму і пилу в місті знижене ефективне випромінювання, а отже і нічне вихолодження.

Дахи і стіни будинків, бруківка, що поглинають радіацію, нагріваються протягом дня сильніше, ніж ґрунт і трава, і легко віддають тепло повітрю, особливо ввечері. Тому температура повітря в місті майже цілий рік вища, ніж у сільській місцевості (взимку за рахунок роботи заводів, транспорту, витоку тепла з відкритих квартир у будинках). Особливо підвищує місто мінімальні температури (на 3-4°C). Із зростанням міста, тобто із збільшенням його розмірів, температура в ньому зростає.

Випаровування і вологість у місті зменшені внаслідок покриття вулиць і стоку води в каналізацію.

Над містом підсилюється конвекція і сильніше розвиваються хмари, тому що територія міста нагріта більше, ніж навколишня місцевість, що також дає більше опадів, зменшує кількість годин сонячного світла і кількість ясних днів.

Система міських вулиць і площ призводить до змін напрямку вітру, він тут направляється уздовж вулиць; на

вулицях і перехрестях легко виникають курні вихри і поземок.

У тиху антициклональну погоду на перегрітій території міста спостерігається явище «міського бризу». Слабі вітри вдень спрямовані від окраїн до центра міста і підсилюють висхідний потік над містом.

При стійкій стратифікації атмосфери, при інверсіях у міському середовищі накопичуються забруднення і дими в такій кількості, що це призводить до виникнення смогів (лекція 10). Як правило, в містах переважають підняті інверсії температури (в сільській місцевості - приземні). Основна роль в утворенні піднятих інверсій належить турбулентному обміну.

Висновки

1 Клімат території (акваторії) – це багаторічний режим погоди. Він визначається атмосферними процесами кругообігів води і тепла і загальною циркуляцією.

2 Основними факторами клімату є: географічна широта (кут падіння сонячних променів на горизонтальну поверхню), висота над рівнем моря, вид поверхні, що підстилає, (вода чи суходіл), орографія поверхні суші, океанічні течії, антропогенна діяльність людини.

3 Мікроклімат – клімат невеликих територій із своїми особливостями. При одному типі клімату можуть спостерігатися різні варіанти мікрокліматів залежно від стану і виду поверхні, що підстилає, експозиції схилів, вологості ґрунту, виду рослинності тощо. Найбільш мінливими характеристиками є температура і вологість повітря, швидкість вітру.

4 Мікроклімат міста має свої особливості, де в результаті міської забудови, заасфальтованих вулиць змінюється радіаційний баланс і, як результат, температурний режим. Тут часто спостерігаються інверсії, що заважають обміну повітря і забруднюють його; досить складно визначити напрямок і швидкість вітру.

ЛЕКЦІЯ 17 КЛАСИФІКАЦІЯ КЛІМАТІВ

Кліматоутворюючі процеси Землі створюють різні кліматичні умови. Однак, як бачимо з попередніх лекцій, розподіл окремих характеристик клімату (температури, вологості, опадів тощо) виявляє певні закономірності: залежності від широти, від континентальності положення, від переміщень різних мас повітря і т.д. Очевидно, що і типи клімату повинні розподілятися по поверхні Землі також підпорядковуючись своїм закономірностям.

Сьогодні існує кілька популярних класифікацій кліматів, з яких найбільш популярними є класифікації В. Кеппена та Б.П. Алісова. Перша класифікація заснована на визначенні температурного режиму і ступеня зволоження регіону (Шубаєв, Хромов).

Класифікація Алісова заснована на виділенні типів повітряних мас та їх переміщення за сезонами року. Виходячи з умов утворення різних типів мас, він виділяє такі зони, в яких цілий рік спостерігається той самий тип повітряної маси: екваторіальна, дві тропічні, дві полярні (по одній у кожній півкулі). Ці сім зон він назвав основними – назву зони одержали за назвою повітряних мас.

Між ними Алісов розрізняє шість перехідних зон, по три в кожній півкулі, які характеризуються сезонною зміною переважних повітряних мас. Це дві субекваторіальні зони (зони тропічних мусонів), в яких улітку переважає екваторіальне, а взимку тропічне повітря; дві субтропічні зони, в яких улітку переважає тропічне, а узимку помірне повітря; зони субарктична і субантарктична, в яких улітку переважає помірне, а узимку полярне повітря.

Межі зон визначаються за середнім положенням головних атмосферних фронтів у січні та у липні. Так тропічна зона розміщена між літнім положенням тропічних фронтів і зимовим положенням помірних (полярних) фронтів (лекція 13). Тому цілий рік вона буде зайнята тропічним по-

вітрам. Субтропічна зона міститься між зимовим і літнім положенням помірних (полярних) фронтів, тому узимку вона буде під впливом помірного повітря, а влітку – тропічного повітря.

Аналогічно визначаються і межі інших зон (додаток М).

Майже в кожній з широтних зон розрізняються чотири основні області клімату:

- за видом поверхні – океанічний і материковий;
- за типом основних циркуляційних процесів – клімат західних берегів (клімат під впливом західних вітрів) і клімат східних берегів (клімат мусонних областей).

Нижче наводиться короткий опис основних кліматів Землі.

1 Екваторіальний клімат характеризується майже постійним потоком сонячної енергії протягом усього року із середньорічною температурою 24-27°C. Річна амплітуда температури повітря - 1-2°C.

Випаровування тут велике і тому велика абсолютна вологість (до 30 г/м³). Відносна вологість також велика. Так, у гірлі Амазонки вона складає більше 90%.

Опади у кліматі цього типу дуже рясні, мають зливовий характер і випадають, як правило, у другій половині дня майже 360 днів на рік з грозами. Тут випадає 2000-3000 мм опадів, але на навітряних схилах Індонезії їх може бути і 6000 мм. Однак у районі Галапагоських островів, що омиваються холодними течіями, опадів всього 100 мм і менше.

2 Субекваторіальний клімат (клімат тропічних мусонів). У результаті активного прогріву північної півкулі в червні-серпні термічний екватор переміщується в цю зону разом з екваторіальною депресією і обумовлює тут протягом півроку перебування екваторіального повітря з температурами 28-30°C, великою вологістю, сильними конвективними потоками і зливовими опадами.

Разом з більш-менш різкою сезонною зміною переважного повітря тут відбувається і зміна екваторіального

повітря на тропічне від літа до зими. Кількість опадів різко зменшується, а температура трохи зростає. Вітри з південно-західних змінюються на північно-східні – починається сухий сезон. Добре видно різко виражений річний перехід опадів у Калькутті: при річній сумі опадів 1588 мм, з листопада по квітень включно випадає 141 мм, а за чотири місяці літнього мусону – 1190 мм. Така сама картина і на інших материках. Наприклад, у Конакрі в грудні-березні випадає 19 мм опадів, а в червні-вересні – 3690 мм. У Хартумі при загальній сухості клімату з червня по вересень все таки випадає близько 150 мм опадів, а з листопада по квітень їх немає зовсім.

Температури в сухий сезон трохи вищі, наприклад, у Мадрасі (Індія) у травні температура плюс 30°C, а при настанні мусону – плюс 29°C-30°C.

У зв'язку із сухою зимою для клімату тропічних мусонів особливо характерний ландшафт саван, тобто тропічного лісостепу.

3 Тропічний клімат поділяється на континентальний тропічний і океанічний (пасатний).

Континентальний різновид клімату спостерігається в районах, де переважає тропічне повітря (сухе і добре прогріте) цілий рік. Це пояс тропічних пустель (Сахара, Аравія, пустелі Австралії). Хмарність і опади тут дуже малі, радіаційний баланс земної поверхні значно менший, ніж в екваторіальній зоні, внаслідок сухості повітря і великого альбедо піщаних поверхонь. Однак температура повітря дуже висока, тому що малі витрати тепла на випаровування.

Літо тут винятково жарке із середніми температурами самого теплого місяця до плюс 40°C. Саме тут спостерігаються найвищі максимуми температури на земній кулі – плюс 56°C, плюс 58°C. Зима також тепла з температурою найхолоднішого місяця плюс 10-14°C.

Опади випадають рідко, але можливі і сильні зливи (у Сахарі до 80 мм за добу). Річні суми опадів у більшості випадків менше 250 мм (місцями менше 100 мм). В Асуані

відзначалися періоди, коли дощ не випадав декілька років підряд.

Для тропічних пустель характерні курні вихрі і навіть піщані бури, що переносять величезну кількість піску (самум). Вони пов'язані з надзвичайним перегріванням нижнього шару повітря.

На західних узбережжях материків, у зонах холодних плинів, температури порівняно низькі, 18-20°C, але річна амплітуда температур настільки мала, що не просліджується. Опадів дуже мало внаслідок низькопролягаючої інверсії, але в приземному шарі вологість повітря - 80-90% і часто виникають тумани (пустелі Наміб і Атакама, західне узбережжя Сахари, південь Каліфорнії).

Іншим типом тропічного клімату є **океанічний (пасатний) клімат**.

Для нього характерні помірно-високі температури, що зростають у напрямку до екватора від плюс 20°C до плюс 25-27°C. Взимку температури знижуються до плюс 15-20°C.

При напрямку пасатів у нижніх шарах до екватора, в повітрі створюється сильно виражена нестійкість і розвивається інтенсивна конвекція. Однак наявність антициклонічної інверсії на невеликій висоті не дає конвекції розвиватися у висоту. Утворюються купчасті хмари або плоскі (Cu hum), або середні (Cu med). Природно, що великих опадів у пасатній зоні не буває за винятком тих островів, де їм сприяють орографічні умови. Так, на гористих Гавайських островах, на навітряних схилах, за рік опадів випадає до 12000 мм. До цього призводить безупинний підйом пасату з моря по північно-східних гірських схилах. На підвітряних схилах тих самих гір-вулканів середня річна кількість опадів у 3 рази менша.

У відкритому океані погода в зоні пасатів переважно суха. Зрідка сильні опади над океаном можуть бути пов'язані з проходженням тропічних циклонів.

4 Субтропічні клімати визначаються вже різкою сезонною зміною умов циркуляції.

Влітку зони високого тиску і помірних фронтів зміщаються в більш високі широти. Внаслідок зсуву тропічних антициклонів до високих широт, тиск повітря в субтропіках підвищений (особливо над морською поверхнею).

Взимку помірні fronti зміщаються до низьких широт і тому субтропіки захоплюються помірним повітрям. При цьому розвивається циклонічна діяльність, особливо над морською поверхнею.

Розрізняються чотири основних варіанти субтропічних кліматів: внутрішньоконтинентальний, океанічний, середземноморський і мусонний.

Внутрішньоконтинентальний субтропічний клімат у літній період формується під впливом розмитих областей зниженого тиску без фронтів (материкові області добре прогріті). Повітря в цей час має високі температури і порівняно низьку відносну вологість. Погода малохмарна, суха і жарка. Середні температури близькі до плюс 30°C або перевищують це значення. Взимку ж на ці райони поширюється циклонічна діяльність помірного фронту. Погода нестійка з різкими змінами температур і опадів. Річна кількість опадів в цих областях - 350-450 мм, іноді і менше. Це зона степів, напівпустель і пустель. Наприклад, у Тегерані середня температура липня – плюс 29°C, а січня – плюс 2,6°C. в окремі роки бувають морози до мінус 20°C. За рік випадає 228 мм опадів, з них з липня по вересень тільки 2 мм на місяць, а з листопада по квітень - 199 мм.

В Африці та Австралії кліматів цього типу немає.

Океанічний тип субтропічного клімату влітку також характеризується малохмарною і сухою погодою із слабкими вітрами, а узимку – циклонічна діяльність з дощами і сильними вітрами, часто із штормами. Річні амплітуди температури тут, зазвичай, менші, ніж у кліматі континентального типу, в середньому близько плюс 10°C.

Середземноморський клімат – це тип клімату західних берегів континентів у субтропіках. Влітку вони розміщені в областях високого тиску з перевагою ясної сухої і жаркої погоди. Взимку тут панує помірна маса з помірним фронтом, на якому виникають циклони, що приносять великі опади. Випаданню опадів сприяють і західні вітри, що приносять з Атлантики теплі, вологі маси. Так, для м. Рим середньоліпнева температура - плюс 25°C, а для січня – мінус 7°C. Річна кількість опадів - 880 мм, з яких на 6 місяців зимового періоду припадає близько 600 мм.

Північною межею поширення середземноморського клімату в Європі є Південний берег Криму. В Ялті середня температура липня - плюс 24°C, січня – плюс 4°C, річна сума опадів - 600 мм, причому на літнє півріччя припадає тільки 200 мм. Подібні умови і на Чорноморському узбережжі Кавказу північніше від Туапсе.

Мусонний субтропічний клімат характерний для східних країн материків субтропіків. Взимку ці райони підпадають під вплив холодних повітряних течій з материка, влітку сюди приходять повітря з океану. Річний хід опадів тут протилежний середземноморському. Взимку погода ясна і суха, влітку, навпаки, рясні опади, що випадають при надходженні порівняно прохолодного, але вологого повітря з океанів. Велику роль відіграє й орографія континентів. Опади рясні, тому тут розвинуті широколистяні ліси з рослинами, що в'ються та стеляться. Сніг випадає, але швидко тане.

Особливий тип субтропічного клімату являє собою західне Закавказзя, особливо Колхидська низовина, де на клімат сильно впливає своєрідний розподіл суші і моря у поєднанні з орографією. Зима тут тепла, а літо хоча і не надто жарке, але дуже задушливе внаслідок великої вологості повітря. Так, у Батумі середня температура липня-серпня - плюс 23°C, а січня - плюс 7°C. Опади тут рясні цілий рік, 2560 мм. Однак максимум їх припадає на осінні і зимові місяці.

5 Клімати помірних широт. У кліматах помірних широт спостерігаються великі розходження радіаційних умов за широтами. Влітку радіаційний баланс великий і в районах з невеликою хмарністю наближається до умов тропічних широт. Взимку ж на материках він негативний.

Крім того, помірні широти є також ареною циклонічної діяльності. На них спостерігаються часті вторгнення повітряних мас як з полярних, так і субтропічних широт, і, як наслідок, - різкі зміни температур.

В північній півкулі в помірній кліматичній зоні виділяють 4 типи кліматів: континентальний, морський, клімат західного і східного узбережжя. В південній півкулі континентальний тип клімату не виражений.

Континентальний клімат помірних широт характерний для материків Євразії та Північної Америки. Він характеризується теплим літом і холодною зимою зі стійким сніговим покривом. Річна амплітуда температур тут велика і зростає з віддаленням всередину материка. Умови зволоження змінюються в напрямку як з півдня на північ, так і з заходу на схід. Влітку більше, ніж взимку, простежується західне перенесення.

Взимку в континентальних областях утворюється антициклон, тому опадів тут мало і вглиб материка вони зменшуються. Температурний режим негативний, із середньосічевими температурами від мінус 20°C до мінус 30°C.

При особливих умовах орографії морози бувають набагато нижчими, так, у Якутську середньосічнева температура складає мінус 44°C, мінімальні – до мінус 72°C (в Оймяконі відзначено мінус 79°C).

Влітку достатньо тепло, навіть пекучо, із середніми температурами повітря в липні плюс 17-19°C, максимальні навіть у Східному Сибіру можуть досягати плюс 34-36°C. Саме за рахунок суворої зими і досить жаркого (але короткого) літа в східній частині Сибіру клімат досягає найбільшої континентальності.

Максимум опадів всюди припадає на літо (вплив західного перенесення). Сніговий покрив, найвищий, встановлюється між 55° і 60° широти, однак з віддаленням всередину материка його висота зменшується. Так, у Передураллі висота снігового покриву на кінець зими складає 30-40 см, а в районах Східного Сибіру вона ледь досягає 5-10 см.

Океанічний тип клімату помірних широт обумовлений великими акваторіями океанів. Західне перенесення, яке тут переважає, виражене над океанами краще, ніж над материками, особливо в південній півкулі. Швидкості вітру більші, ніж над материками. На широтах від 40° до 50° , де найчастіше проходять циклони, середні швидкості вітру досягають 15 м/с. Шторми тут дуже часті і тривалі, недарма моряки назвали 40-і широти південної півкулі ревучими.

Розподіл температури над океанами більш зональний, ніж над материками в тих самих широтах, а розходження між зимою і літом виражені менше. У зв'язку з холодним літом ландшафт тундри міститься на океанічних островах в таких низьких широтах, в яких на материках тундри ще немає. Так, тундрою покриті Алеутські та Командорські острови, в південній півкулі – Фолклендські, Південні Оркнейські та інші.

У північній півкулі західної частини океанів взимку помітно тепліше, ніж в східній, через теплі течії в західних акваторіях і виходи холодного повітря з материків у східних.

Хмарність над океанами помірних широт велика й опади значні.

Клімат західних частин материків утворюється під впливом західного перенесення повітряних мас і взимку і влітку. Тому клімат тут має сильний відбиток океанічного впливу. Він характеризується не дуже жарким літом і м'якою зимою без стійкого снігового покриву з достатньою кількістю опадів з більш-менш рівномірним сезонним розподілом. Опади різко збільшуються на західних схилах гір. У Північній Америці внаслідок наявності Каскадних і Скеляс-

тих гір цей клімат обмежується вузькою смугою. В Західній Європі він поширюється далі, вглиб материка з поступовим збільшенням континентальності.

Клімат східних частин материків у помірних широтах типово мусонний. Мусони в Азії виражені дуже чітко в Приморському краї, північно-східному Китаї, північній Японії і на Сахаліні. Взимку окраїна материка перебуває на периферії Східносибірського антициклону, тому тут переважає перенесення холодного повітря з континенту. Зима антициклонального характеру: малохмарна, суха, морозна, майже без опадів. Влітку ж над сходом Азії панує активне перенесення повітряних мас з океану – досить прохолодний з рясними частими опадами. Так, у Хабаровську в липні середня температура – плюс 21°C, в січні – мінус 22°C, опадів 570 мм, із яких на зимовий період припадає близько 100 мм. У береговій смузі материків взимку досить сильна діяльність циклонів, і опади розподіляються тут рівномірно протягом року.

У Північній Америці мусонна циркуляція виражена слабо, а в Південній Америці в східній частині і зовсім не виражена через вплив холодної Фолклендської течії.

6 Субполярний клімат характеризується тривалою і суворою зимою і прохолодним літом, із заморозками. Середня температура найтеплішого місяця не вища від плюс 10°C до плюс 12°C, це та межа, при якій ще можуть виростати дерева.

Опадів тут мало (менше 300 мм, а в Східному Сибіру менше 100 мм), позначається вплив полярного антициклону. Хоча опадів мало, але хмарність велика і кількість днів з опадами також велика, але випадають вони в дуже незначних кількостях (малий вологовміст повітря при низьких температурах). Максимум опадів припадає на літо. Зволоження при такому низькому теплозабезпеченні надлишкове, яке на фоні багаторічної мерзлоти визначає заболочування.

7 Клімат Арктики насамперед характеризується нестачею або повною відсутністю сонячної радіації взимку і

досить великим потоком її влітку. Проте літні температури повітря невисокі, тому що велике альbedo білої снігової поверхні, а та радіація, що поглинається, витрачається на танення льоду і снігу. Протягом довгої полярної ночі відбувається вихолодження поверхні і повітря остигає до мінус 40°C. Опадів за рік випадає небагато – 100-200 мм, з них велика частина припадає на літо.

В атлантико-європейській частині Арктики, де просліджуються гілки Норвезької і Нордкапської течій, клімат набагато м'якший, з великою кількістю опадів. Наприклад, на півночі о.Шпицбергену середня температура січня – мінус 16°C, липня - плюс 5°C, сума опадів за рік складає 320 мм. На о. Врангеля, у східній Арктиці, середня температура січня і лютого – мінус 33°C, а липня – плюс 2°C.

Гренландія з її великою висотою над рівнем моря і переважним антициклональним режимом має особливо суворий континентальний клімат (середня температура липня – мінус 14°C, січня – мінус 49°C). Абсолютний мінімум температур тут відзначений – мінус 65°C.

В **Антарктиді** найсуворіший клімат на всій Землі. Середні річні температури на узбережжі – мінус 10°C, на широті полярного кола - до мінус 50°, у центральних районах - до мінус 70°C. Середня річна кількість опадів для всього материка близько 120 мм, від узбережжя усередину материка опади сильно зменшуються.

Основну роль у суворості і сухості клімату Антарктиди відіграють снігова поверхня материка, велика висота над рівнем моря (близько 3000 м) і переважний антициклонічний режим циркуляції. Річний радіаційний баланс негативний на всьому материка за винятком дуже обмежених площ, відкритих від льоду, так званих оазисів. Негативний радіаційний баланс заповнюється припливом тепла з атмосфери. Циклонічна діяльність у південній півкулі інтенсивна над океаном навколо Антарктиди. Але на материк циклони майже не проникають (крім західного Антарктичного носу). Узбережжя Антарктиди являє собою зону з помірно воло-

гим і порівняно м'яким кліматом. Влітку тут максимальні температури іноді піднімаються вище нуля та інтенсивно тануть лід і сніг. Опадів за рік випадає до 500 мм.

Для узбережжя характерні сильні стокові вітри з центра материка, 15-20 м/с, південно-східного напрямку.

На внутрішньому плато Антарктиди швидкості вітру значно менші, 3-4 м/с. Тут завжди над сніговою поверхнею зберігаються могутні приземні інверсії, а взимку нерідко спостерігаються температури до мінус 80°C, влітку морози близько мінус 30°C. Переважає ясна погода, кількість опадів 30-50 мм на рік. Вологовміст настільки низький, що узимку дорівнює майже нулю. У Антарктиді на метеостанції «Восток» (висота над рівнем моря 3420 м) зафіксована найнижча температура на Землі – мінус 89,2°C. Навіть на південному полюсі (метеостанція Амундсен-Скотт, висота 2880 м) температурний режим трохи вищий.

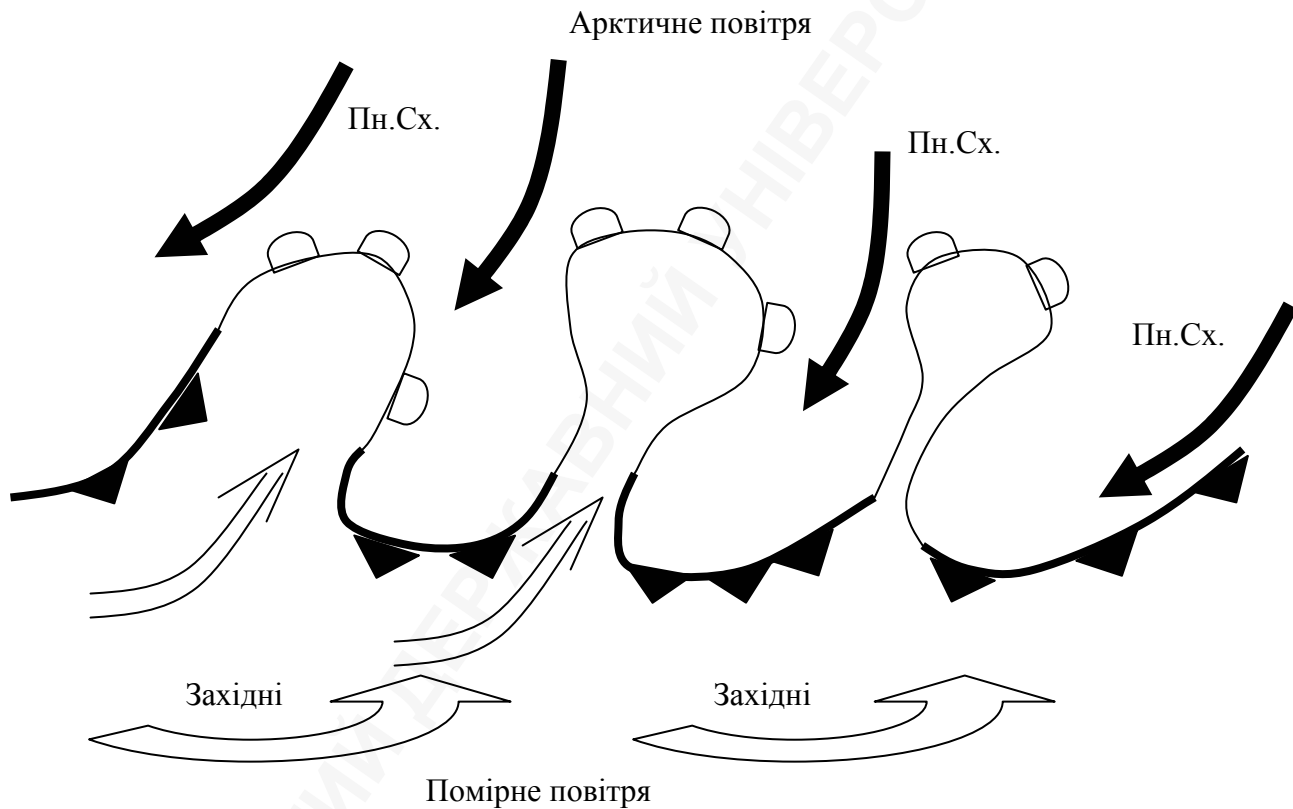


Рисунок 14.1 – Вигин Арктичного фронту та зародження вихрів

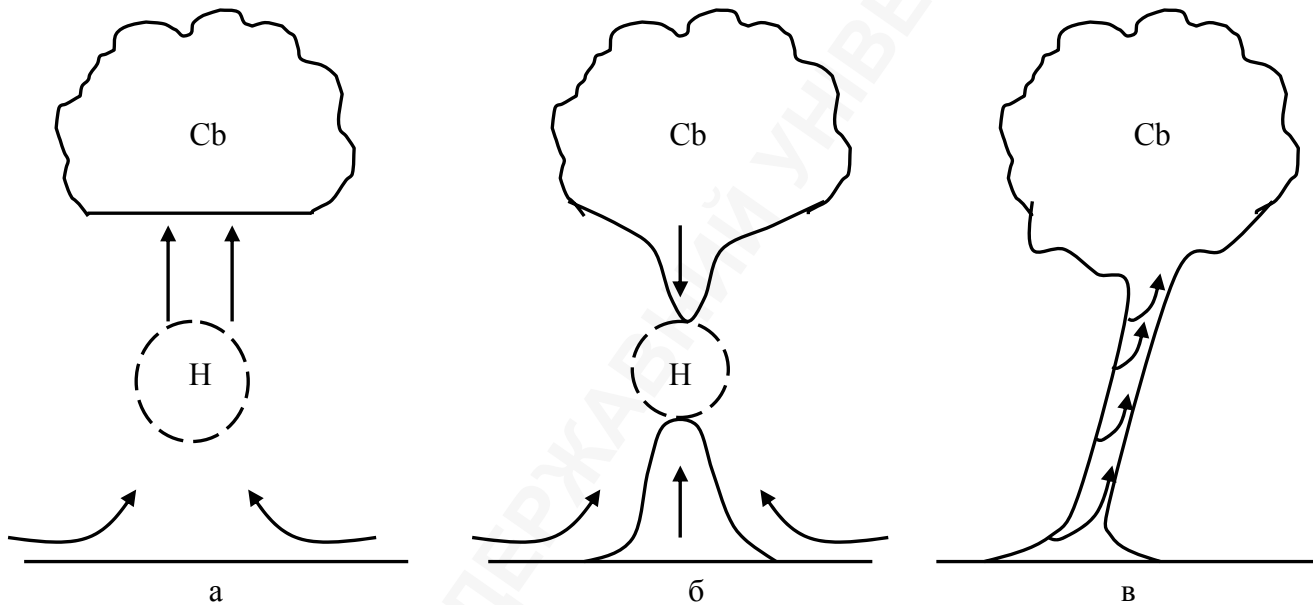


Рисунок 15.1 – Утворення смерчу (гromбу) під купчасто-дошовою хмарою

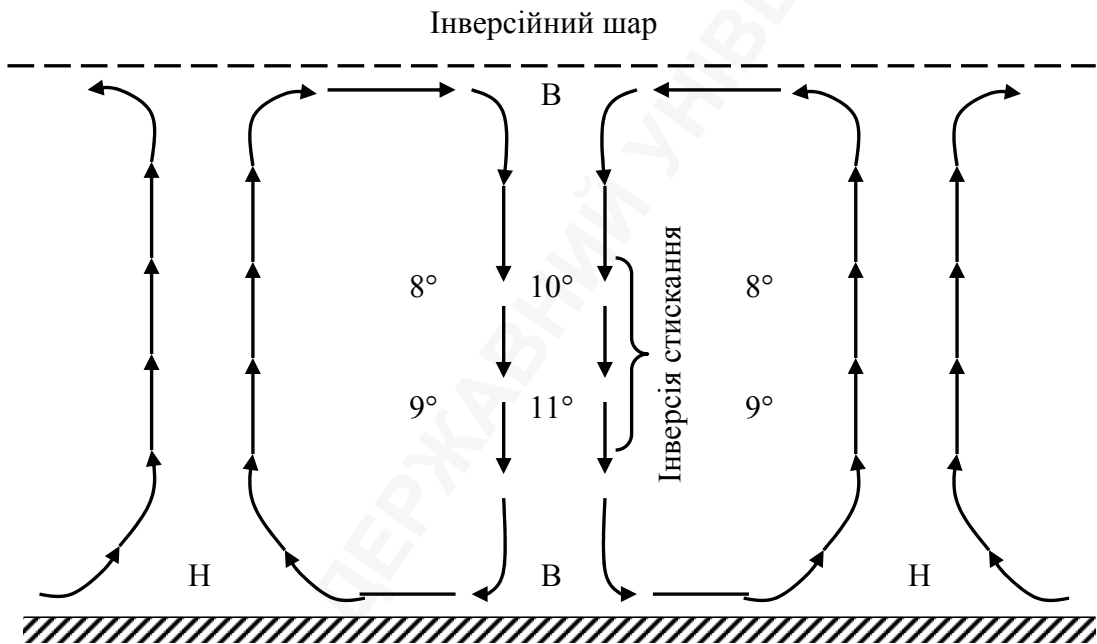


Рисунок 15.2 – Утворення антициклону між циклонами



Рисунок 15.3 – Утворення антициклону взимку:

- 1 – осідання шарів повітря вниз;
- 2 – межа менш холодного повітря вдень;
- 3 – межа холодного повітря вночі

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОСТІЙНОГО ВИВЧЕННЯ

- 1 Метеорологічні спостереження. Метеорологічна мережа. Всесвітня метеорологічна організація.
- 2 Історія розвитку наук: метеорології і кліматології.
- 3 Оптичні явища в атмосфері (виникнення веселки, вогнів Ельма, зеленого променя, міражів).
- 4 Клімат України: температурний режим, режим опадів.
- 5 Клімат Сумської області.
- 6 Зміни клімату в геологічному минулому і їх причини.
- 7 Зміна клімату в історичну епоху.
- 8 Сучасне потепління. Причини сучасних коливань клімату.
- 9 Про можливості вивчення клімату.

ПЕРЕЛІК ЕКЗАМЕНАЦІЙНИХ ПИТАНЬ З ДИСЦИПЛІНИ «МЕТЕОРОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ КЛІМАТОЛОГІЇ»

1 Предмет і задачі метеорології. Зв'язок метеорології з екологією та іншими науками.

2 Поняття «погода», «клімат». Метеорологічні елементи, що визначають погоду.

3 Будова атмосфери. Вміст основних газів у різних шарах атмосфери.

4 Зміна температури в атмосфері. Озон стратосфери. Роль озону для існування біосфери.

5 Сонячна радіація, її інтенсивність на різних широтах. Поняття «сонячної сталої».

6 Види сонячної радіації біля поверхні Землі. Сумарна радіація. Закон Буге.

7 Відбита і поглинена радіації. Альbedo різних поверхонь.

8 Тепловипромінювання Землі. Закон Стефана-Больцмана. Випромінювання Землі і зустрічне випромінювання. Ефективне випромінювання і його закономірності.

9 Радіаційний баланс поверхні Землі, прибуткова і витратна частини балансу.

10 Зміна величини радіаційного балансу за широтами. Радіаційний баланс над морем і суходолом.

11 Тепловий баланс поверхні Землі. Залишкова радіація як прибуткова частина теплового балансу.

12 Порушення теплового балансу на Землі. Парниковий ефект як глобальна екологічна проблема.

13 Тепловий режим підстильної поверхні. Добовий хід температури водяної і континентальної поверхонь і приземного шару повітря.

14 Зміна температури з висотою. Інверсії, причини їх виникнення. Заморозки. Міражі.

15 Річний хід температур, типи.

16 Розподіл температури повітря біля підстильної поверхні. Термічний екватор.

17 Континентальність температурного режиму. Амплітуди коливань температур.

18 Атмосферний тиск, його зміна з висотою. Баричний ступінь. Одиниці вимірювання тиску.

19 Баричне поле Землі, його характеристики і зображення на картах. Баричний градієнт.

20 Розподіл тиску біля поверхні Землі в січні і липні. Постійні та сезонні центри дії.

21 Вітер, його характеристики. Адвекція.

22 Геострофічний і градієнтний вітер в різних системах ізобар. Вимірювання напрямку вітру під дією сили тертя.

23 Поняття «загальна циркуляція атмосфери». Адвекція і конвекція. Причини загальної циркуляції. Вплив сили Коріоліса.

24 Загальна схема циркуляції в січні. Головні постійні вітри.

25 Загальна схема циркуляції в липні. Виникнення тропічних мусонів.

26 Мусони помірних широт. Райони їх активної дії.

27 Вітри місцевої циркуляції. Бриз. Гірничо-долинні вітри.

28 Місцеві вітри на фоні широкомасштабної циркуляції. Бора. Фьон.

29 Вода в атмосфері. Випаровування і випаровуваність, їх розподіл над водяною і континентальною поверхнями.

30 Характеристики вологості повітря.

31 Вміст вологи в атмосфері. Добовий і річний хід абсолютної вологості.

32 Конденсація і сублимація водяної пари біля поверхні Землі, їх види.

33 Тумани, їх утворення. Види туманів.

34 Смоги – отруйні тумани. Виникнення «лондонських» і «лос-анджелеських» типів смогів.

35 Адіабатичні процеси в атмосфері. Рівень конденсації. Коефіцієнти адіабатичного підйому й опускання.

36 Виникнення хмар. Хмари водяні та крижані.

37 Міжнародна класифікація хмар. Хмари вертикального розвитку, групи «Cumulus». Електрика в хмарах.

38 Міжнародна класифікація хмар. Хмари групи «Stratus».

39 Міжнародна класифікація хмар верхнього ярусу, групи «Cirrus».

40 Хмарність. Добовий і річний хід хмарності над морем і континентом.

41 Атмосферні опади. Їх види.

42 Утворення граду і снігової крупи.

43 Добовий і річний хід випадання опадів, їх сезонність.

44 Річна кількість опадів. Карта розподілу опадів. Вплив морських течій і орографії на кількість опадів.

45 Сніговий покрив, його характеристики і розподіл.

46 Умови зволоження території. Коефіцієнт зволоження та індекс сухості.

47 Повітряні маси, їх типи. Стан повітря усередині маси (нестійке, байдуже, стійке).

48 Головні атмосферні фронти, їх міграція.

49 Внутрімасові фронти, теплі і холодні I і II роду. Ознаки наближення, погода при проходженні.

50 Збурювання на фронтах. Вихрі. Циклони помірних широт, райони виникнення. Види руху повітря в циклонах.

51 Стадії розвитку циклонів. Погода.

52 Тропічні циклони, райони виникнення. Відмінні риси. Погода.

53 Малі атмосферні вихри. Смерчі, тромби (торнадо).

54 Антициклони висотні та приземні. Інверсія стискання. Погода в антициклонах.

- 55 Кліматотвірні процеси.
- 56 Класифікація кліматів за Алісовим Б.П.
- 57 Вплив океанічних плинів на клімат.
- 58 Вплив рельєфу на клімат.
- 59 Вплив рослинного і снігового покривів на клімат.
- 60 Поняття «мікроклімат». Мікроклімат лісових масивів.
- 61 Поняття «мікроклімат». Мікроклімат міського середовища.
- 62 Характеристика екваторіального і полярного кліматів.
- 63 Субекваторіальні клімати.
- 64 Тропічні клімати.
- 65 Субтропічні клімати.
- 66 Клімати помірних широт.
- 67 Метеорологічні спостереження. Метеорологічна мережа. Всесвітня метеорологічна організація.
- 68 Історія розвитку наук: метеорології і кліматології.
- 69 Оптичні явища в атмосфері (виникнення веселки, вогнів Эльма, зеленого променя, міражів).
- 70 Клімат України: температурний режим, режим опадів.
- 71 Клімат Сумської області.
- 72 Зміни клімату в геологічному минулому і їх причини.
- 73 Зміна клімату в історичну епоху.
- 74 Сучасне потепління. Причини сучасних коливань клімату.
- 75 Про можливості вивчення клімату.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Хромов С.П. Метеорология с основами климатологии. – М.: Наука, 1986.
2. Неклюкова Н.П. Общее землеведение. – М.: Просвещение, 1976. – Часть I.
3. Шубаев И.П. Общее землеведение. – М.: Просвещение, 1978.
4. Вайсберг Дж. Погода на Земле. – М.: Наука, 1988.
5. Астапенко В.И. Вопросы о погоде. – М.: Наука, 1989.
6. Методичні вказівки до вивчення курсів “Метеорологія з основами кліматології” та “Загальна гідрологія”. Поняття та терміни для студентів I курсу спеціальності 6.0708. – Суми: СумДУ, 2001.
7. Методичні вказівки до лабораторних занять з курсу “Метеорологія з основами кліматології” для студентів I курсу спеціальності 6.0708. – Суми: СумДУ, 2002.
8. Наливкин Д.В. Ураганы, бури и смерчи. – Л., 1969.