

## Тема 5. ВОДА В АТМОСФЕРІ. ТУМАНИ. ХМАРИ. ОПАДИ.

### План

#### 1. ВОДА В АТМОСФЕРІ

1.1. Випаровування і випаровуваність

1.2. Абсолютна і відносна вологість

1.3. Конденсація і сублімація

#### 2. ТУМАНИ. ХМАРИ. ОПАДИ

2.1. Типи туманів, їх утворення і поширення

2.2. Хмари і умови їх утворення

2.3. Міжнародна класифікація хмар

2.4. Опади, їх види і генетичні типи

2.5. Сніговий покрив

2.6. Розподіл опадів на земній поверхні

#### 1.1. Випаровування і випаровуваність

Другим після теплообміну кліматотворним процесом є вологообіг, який складається з випаровування води з поверхні океанів і суші, її конденсації в атмосфері, випадання опадів на земну поверхню і стоку поверхневих і підземних вод суші. Випаровування це перехід води з рідкого стану в газоподібний. Сумарне випаровування складається з фізичного випаровування води з поверхні водойм і ґрунту та транспірації рослин. Водяна пара в результаті дифузії й вітру поширюється в атмосферному повітрі.

Випаровуваність, або випарність, - це максимально можливе при даній температурі випаровування, не обмежене запасом вологи. Фактичне випаровування залежить від температури повітря і води, швидкості вітру, атмосферного тиску, ступеня насичення повітря вологою, наявності вологи на поверхні, характеру земної поверхні та рослинного покриву. На океанах воно збігається з випарованістю і значно перевищує випаровування з суші, змінюючись від 600 мм за рік в середніх широтах до 2500...3000 мм за рік у тропіко-екваторіальних широтах. На суші в помірному поясі найбільше випаровування спостерігається в зоні мішаних лісів/500...600 мм/, воно зменшується до 100- 155 мм за рік у зоні тундри в зв'язку з пониженням температури повітря і до 200...100 мм в зонах пустель як помірного, так і тропічного поясів, внаслідок відсутності вологи.

Найбільше випаровування на суші характерне для вологих тропічних, субтропічних і екваторіальних лісів - до 800...1000 мм за рік. На екваторі випаровування дорівнює випаровуваності /1000 мм за рік/, в тропічних пустелях випаровуваність становить 4000 мм. а в помірних - 2000 мм. а випаровування мізерне і можливе в основному тільки з поверхні невеликих водойм. На відміну від випаровування випаровуваність залежить від температури і насиченості повітря вологою, тому в полярних областях вона маленька /80...100 мм за рік/ і поступово збільшується на південь до 300...400 мм у лісовій зоні, до 1000 мм - у степах і 1500-2000 мм - у пустелях помірного поясу. В тропіках на західних узбережжях материків

випаровуваність становить 600...700 мм за рік. а в пустелях понад 3000 мм. Біля екватора випаровуваність відносно невелика /700...1000 мм/, внаслідок високої вологості повітря. Вологий ґрунт, вкритий рослинністю, може випаровувати більше, ніж водна поверхня. оскільки до фізичного випаровування тут додається транспірація. В цілому за рік з земної поверхні випаровується в середньому 1000 мм вологи.

### **1.2. Абсолютна і відносна вологість**

Вологість повітря залежить від кількості водяної пари. Майже вся водяна пара зосереджена в приземному шарі тропосфери до висоти 5000 м. Вміст водяної пари в повітрі називають вологістю повітря. Вона характеризується абсолютною вологістю, або пружністю водяної пари, відносною вологістю і дефіцитом вологості.

Абсолютна вологість - це щільність /густина/ водяної пари, тобто її маса в одиниці об'єму повітря, в грамах на 1 кубічний метр. Часто під абсолютною вологістю розуміють пружність водяної пари, яка пропорційна її щільності та температурі й виражається в таких самих одиницях, як і тиск. тобто в мілібарах /мб// або міліметрах ртутного стовпа /мм рт. ст./. Кількість водяної пари, яку може одержати повітря, залежить від його температури. /рис.10/. Коли температура знижується, повітря досягає стану насичення і при дальшому зниженні температури надлишок водяної пари починає конденсуватися. Розрізняють фактичну пружність і пружність насичення водяної пари /Е/. Пружність насичення - це максимально можлива за даної температури пружність водяної пари. Наприклад, при температурі 0°C вона дорівнює близько 6 мб, при температурі -20 °С - близько 1 мб. а при 30°C - близько 42 мб. Чим вища температура повітря, тим більший вміст водяної пари, тому при достатній кількості вологи на підстеляючій поверхні в теплом повітрі вдень пружність водяної пари більша, ніж у холодному.

Відносна вологість /r/ - це процентне відношення фактичної пружності водяної пари до пружності насичення за даної температури:  $r = e/E / 100 \%$ .

Різницю між пружністю насичення і фактичною пружністю водяної пари називають дефіцитом вологості /  $d = E - e$ /. З охолодженням повітря стає насиченим, тобто досягає точки роси, коли починається конденсація вологи. Точка роси - це температура, до якої треба охолодити повітря, щоб воно досягло насичення. При насиченні точка роси дорівнює фактичній температурі повітря.

Вологість повітря вимірюють за допомогою психрометра. Психрометром називають пару термометрів, у одного з яких /змоченого/ резервуар обв'язаний мокрою тканиною /батистом/. Для визначення основних характеристик вологості за показаннями сухого й змоченого термометрів є спеціальні психрометричні таблиці. Відносну вологість вимірюють ще за допомогою гігрометра, дія якого базується на тому, що знежирене волосся змінює свою довжину при змінах вологості. Самореєструючий прилад називають гігрографом.

Вологість повітря змінюється залежно від добового і річного ходу температури, а також за широтними зонами. Пружність водяної пари має

простий добовий хід. паралельний добовому ходу температури і досягає максимуму після полудня. Але у сухих внутрішніх континентальних областях пружність водяної пари збільшується від сходу Сонця до 9 години ранку, після чого знижується до 15 годин і має таким чином два мінімуми і два максимуми /о 9 годині і 22 годині/. Річний хід абсолютної вологості також паралельний річному ходу температури, найхолодніший місяць має найменшу, а найтепліший - найбільшу пружність водяної пари.

Географічний розподіл абсолютної вологості в основному пропорціональний розподілу температури. Біля екватора пружність водяної пари найбільша і становить 20...25 мб. Вона зменшується в тропічних поясах до 20 мб, у помірних - до 12 мб влітку і 6 мб взимку, в полярних областях - нижче за 2 мб. Зимово над холодними внутрішніми областями материків утворюються райони зниженої пружності, так в Центральній Якутії та в Антарктиді вона менша за 0,1 мб. Влітку областями пониженої пружності є пустелі. В мусонному кліматі абсолютна вологість найбільша влітку і найменша взимку./рис.11/.

Відносна вологість має добовий і річний хід, протилежний ходу температури, оскільки при зниженні температури вона зростає. Добовий мінімум відносної вологості збігається з добовим максимумом температури після полудня, а максимум відносної вологості - з добовим мінімумом температури під час сходу Сонця. В горах і високих шарах атмосфери максимальна відносна вологість спостерігається вдень, а мінімальна - ранком.

Відносна вологість залишається високою протягом року в екваторіальних широтах /понад 85%/, а також над Північним Льодовитим океаном, на півночі Атлантичного і Тихого океанів і біля Антарктиди, де абсолютна вологість незначна, але дуже низька температура повітря. В помірних широтах зимою над охолодженими материками відносна вологість дорівнює 75—80%, а влітку знижується до 60-70%. Цілий рік невелика відносна вологість спостерігається в субтропічних і тропічних пустелях /менш 50%/. Відносна вологість залежить і від абсолютної вологості, тому в мусонних областях Індії взимку відносна вологість знижена до 50%, а на початку літнього мусону збільшується до 80-85%./рис.12/.

З висотою вологість повітря зменшується. Половина водяної пари міститься в приземному шарі повітря до висоти 1,5 км.

### **1.3. Конденсація і сублімація**

Конденсація - це перехід води з газоподібного стану в рідкий, а сублімація - це перехід води з газоподібного стану в твердий. Конденсація і сублімація протилежні випаровуванню. Необхідні умови конденсації: 1/ зниження температури повітря: 2/ наявність ядер конденсації /частинок, на яких можливе з'єднання водяної пари/. Ядра конденсації - це дрібні аерозолі діаметром менше одного мікрона, на яких зсідає водяна пара у вигляді краплинок і утворює хмари й тумани. Найчастіше серед аерозолів трапляються сполуки хлору, сірки, азоту, вуглецю, натрію. Вони надходять до атмосфери з поверхні океанів і морів, суші, з промислових центрів з

відходами, а також з Космосу. Кількість ядер в 1 кубічному см повітря біля земної поверхні тисячі і десятки тисяч, а в містах - мільйони.

Охолодження повітря відбувається при його піднятті та розширенні при вертикальній конвекції нагрітого від поверхні повітря, при піднятті на атмосферних фронтах, де зустрічаються теплі й холодні повітряні маси, при піднятті повітря вгору по схилах гір, при вихолодженні поверхні суші та льоду, при адвекції повітря на охолоджену місцевість.

Висота, на якій повітря охолоджується до точки роси. називається рівнем конденсації. В тундрі цей рівень розміщений на висоті кілька сотень метрів, а в пустелях - кілька кілометрів.

## 2. ТУМАНИ. ХМАРИ. ОПАДИ

### 2.1. Типи туманів, їх утворення і поширення

Тумани - це нагромадження в приземному шарі повітря продуктів конденсації. тобто дрібних краплин води або кристалів льоду. При утворенні туману теплота віддається в приземний шар повітря. Видимість в тумані може бути до 1 км. Якщо видимість перевищує 1 км. явища називають димкою /серпанком/. Скупчення твердих частин, диму і пилу в сухому повітрі називають імлою. Залежно від умов формування тумани бувають різних типів:

1/ радіаційні тумани; утворюються в теплу пору року увечері або вночі в тиху безхмарну погоду над річками, озерами, низовинами;

2/ адвективні тумани; виникають в теплому повітрі, яке прийме в охолоджену місцевість. Вони характерні для морських узбереж, особливо восени;

3/ тумани випаровування; спостерігаються восени над водоймами /річками, озерами/, коли їх вода тепліша за повітря;

4/ тумани змішування - при перемішуванні двох повітряних мас з різною температурою і вологістю. Серед них розрізняють гарруа. -це тумани, характерні для берегових пустель в тропіках, де біля берегів проходять холодні течії. Змішування відбувається і при зустрічі холодних і теплих течій /острів Ньюфаундленд/;

5/ на гірських схилах при піднятті та адіабатичному охолодженні повітря виникають тумани схилів,

6/ міські тумани пов'язані з величезною кількістю ядер конденсації у великих містах. Коли туман перемішується з димом, викидами автотранспорту, продуктами горіння, видимість падає до 0. повітря стає задушливим - це смог /від англ. "smoke" - дим і "fog" - туман/.

Тумани можуть складатися з крапель води або кристалів льоду. або з тих та інших /мішані/.

Найчастіше тумани спостерігаються в Арктиці та в південних частинах інших океанів біля Антарктиди. В помірних широтах виділяють район о. Ньюфаундленда, біля якого зустрічаються тепла течія Гольфстрім і Лабрадорська холодна течія. В прибережних пустелях Південної Америки і Півдня Африки тепле повітря з пустель проходить над холодними океанічними течіями. Збільшена повторюваність туманів в Середній Європі,

на берегах Каліфорнії, Атлантичному узбережжі Південної Америки. Мадагаскарі. Мало туманів у внутрішніх частинах материків, особливо в пустелях.

## **2.2. Хмари і умови їх утворення**

У результаті конденсації вологи в повітрі на деяких висотах виникають хмари. Конденсацію спричинює адіабатичне охолодження повітря. Кожна хмара - це динамічна система, в одній частині якої утворюються краплі води. в другій - випаровуються, за кілька десятків хвилин хмара оновлюється. За складом хмари бувають водяні, льодяні та мішані. Водяні хмари /крапельні/ можуть існувати не тільки при додатних температурах, а й нижче 0 °С в перехолодженому стані. При від'ємних температурах утворюються мішані хмари, які складаються з переохолоджених крапель і кристалів льоду. При достатньо низьких температурах /-30....-50° С/ хмара складаються тільки з кристалів льоду і називаються кристалічними або льодяними, Вміст води в хмарах невеликий - від 0,2 до 5 г в 1 кубічному м повітря.

За походженням розрізняють хмари конвекції, хвилясті й фронтальні. Конвективні хмари утворюються в нестійких повітряних масах і пов'язані з інтенсивною конвекцією і адіабатичним охолодженням висхідною повітря. Це купчасті або купчасто-дошові хмари, в їх верхній частині з'являються льодяні кристали, а основна маса складається з крапель води. Вони мають велику вертикальну потужність і вершинами досягають висоти 15...20 км в тропічних і екваторіальних широтах.

Хвилясті хмари /шаруваті, шарувато—купчасті, висококупчасті/ виникають внаслідок слабого турбулентного переносу водяної пари вгору від земної поверхні в стійких повітряних масах, де на певній висоті міститься шар інверсії температури, водяна пара нагромаджується під тим шаром, оскільки зверху починається підвищення температури і конвекція затухає. Фронтальні хмари утворюються на атмосферних фронтах, тобто смугах. які поділяють різні повітряні маси. Коли тепле повітря рухається і витісняє холодне - це теплий фронт, а коли холодне повітря рухається, а тепло відступає - це холодний фронт. Фронт завжди нахилений відносно земної поверхні, через те, що холодне повітря підтікає під тепле у вигляді клину. Внаслідок ковзання по лінії фронту виникають шари висхідного ковзання, на теплому фронті - це перисті, перисто-шаруваті, високошаруваті, шарувато-дошові. а на холодному - перисті, перисто-купчасті, висококупчасті, купчасто-дошові зі зливовими дощами.

## **2.3. Міжнародна класифікація хмар**

Міжнародна класифікація хмар включає 10 родів: 1/ перисті (Cirrus); 2/ перисто-купчасті (Cirrocumulus) ; 3/ перисто-шаруваті (Cirrostratus); 4/висококупчасті(Alto cumulus/; 5/високошаруваті (Altostratus); 6/шаруваті (Stratus), 7/ шарувато-купчасті /Stratocumulus/; 8/ шарувато-дошові (Nimbostratus); 9 /купчасті (Cumulus)/; 10/ купчасто-дошові (Cumulonimbus).

За висотою розрізняють: верхній ярус - вище 3...6 км /перисті, перисто-шаруваті та перисто-купчасті хмари/; середній - від 2 до 4...6 км

/висококупчасті, високошаруваті/; нижній ярус - нижче 3 км /шаруваті, шарувато-дощові, шарувато-купчасті/. Купчасті та купчасто-дощові хмари займають нижній та середній яруси, а вершини їх розміщені в верхньому ярусі. Детальний опис всіх видів хмар наведений в атласі хмар /Атлас облаков, 1957/.

Перисті, перисто-купчасті й перисто-шаруваті хмари складаються з кристаликів льоду, не дають опадів, вони тоненькі, білого кольору. Перисті хмари мають волокнисту будову, прозорі, бувають ниткоподібні або щільні, перисто-купчасті утворюють тонкі шари, пасма, дрібні хвилі, бувають двох видів - хвилясті та купчастоподібні. Перисто-шаруваті хмари мають вигляд однорідної тонкої плівки, яка не розмиває Сонця і Місяця, бувають ниткоподібні й туманоподібні види /Атлас облаков. —М.: Гидрометеиздат, 1957/.

Високі купчасті хмари білі або сіруваті, складаються з дрібненьких переохолоджених крапель, мають вигляд хвиль, куп, гряд, пластівців з просвітами блакитного неба, опадів не дають. Розрізняють хвилясті й купчастоподібні види. Високошаруваті хмари складаються з суміші сніжинок та дрібних краплин, мають вигляд сірої або синюватої однорідної плівки, через яку Сонце і Місяць просвічується, як крізь матове скло. Взимку можуть дати сніг, а влітку опадів не дають. Бувають туманоподібні та хвилясті види.

Шарувато-купчасті складаються з однакових крапель, утворюють сірі великі пасма, хвилі, купи, пластини. Від висококупчастих відрізняються меншою висотою великими розмірами куп і більшою щільністю. Рідко випадає нетривалий дрібний дощ, але найчастіше опадів не дають.

Шаруваті хмари являють собою одноманітний сірий шар, подібний до туману, іноді розірваний знизу. Закривають все небо, бувають туманоподібні, хвилясті, розірвано-шаруваті. З них може падати рідкий сніг або моросити дрібнесенький -дощ /мряка/.

Шарувато-дощові хмари складаються з великих крапель внизу і дрібних наверху. Мають вигляд темно-сірого суцільного шару, ніби освітленого зсередини, під час дощу шар виглядає одноманітним. Випадають обложні дощі або сніг, іноді з перервами.

Купчасті та купчасто-дощові хмари - це хмари вертикального розвитку, конвективні за походженням. Купчасті хмари складаються з крапель, але опадів не дають. Це щільні високі хмари з білими купчастими та куполоподібними вершинами і плоскою основою сірого або синього кольору. Бувають такі види: плоскі, середні, потужні; є багато різновидів. Купчасто-дощові, або грозові, хмари знизу складаються з крапель, а зверху - з кристалів. Вони мають вигляд білих щільних хмар з темною основою, або гір, величезного ковадла тощо. Бувають лисі й волохаті види, з яких випадають зливові дощі, град, які супроводжуються грозою.

Ступінь покриття небосхилу хмарами називають хмарністю, вона визначається в балах від 1 до 10; відповідно 10 б - все небо /100%/ вкрито хмарами. Окремо оцінюють загальну хмарність і хмарність нижнього ярусу. На всіх широтах над океанами хмарність більша, ніж над сушею. У річному

ході всюди, крім Європи і субтропічного поясу, максимум припадає на літо, а мінімум - на зиму або інші пори року. В субтропіках і Європі максимальна хмарність спостерігається взимку, а мінімальна - влітку або навесні. Географічний розподіл хмарності характеризується значною хмарністю в екваторіальних широтах /5 - 6 балів/, найменшою в тропіках /3 - 4 бали/, поступовим збільшенням середньорічної хмарності від субтропиків /4 - 5,7 балів/ до субполярних широт /6 - 7,6 балів/ і зниженням до 6,3 - 6,4 балів у полярних областях.

#### **2.4. Опади, їх види і генетичні типи**

При збільшенні крапель і кристалів води в хмарах до такого розміру, що вони можуть подолати опір висхідних повітряних струмків, починають випадати опади. З хмар випадають дощ, сніг, крупи льоду і снігу, льодяний дощ, град, мряка. Опади характеризується розміром шару в міліметрах, розподілом за сезонами, тривалістю випадання, інтенсивністю, ймовірністю. Сніговий покрив характеризується щільністю, тривалістю залягання в днях, висотою, розподілом за орографічними елементами рельєфу, запасом води. На метеостанції опади вимірюють за допомогою дощоміра або самописного приладу - плівкіографа. Дощомір - це циліндричне відро, спеціально захищене від вітру. Висоту снігового покриву визначають за допомогою рейки /дошка з нафарбованою шкалою в сантиметрах/.

Види опадів залежать від умов походження /генезису/. За генезисом виділяються обложні, зливові опади і мряка. Обложні опади пов'язані з атмосферними фронтами і хмарами висхідного ковзким /шарувато-дощовими і високошаруватими/. Це тривалі опади середньої інтенсивності, вони випадають на велику площу порівняно рівномірно і переважають у помірному поясі.

Зливові опади короточасні, але інтенсивні, випадають на порівняно меншій площі з купчасто-дощових хмар конвективного походження. Зливи - це основний вид опадів у тропіко - екваторіальних широтах.

Мряка - це опади дуже слабкої інтенсивності, з дуже дрібненьких краплин або дрібнесеньких сніжинок. Вони випадають з шаруватих і шарувато-купчастих хмар, які належать до хвилястих і утворюються в межах однієї стійкої повітряної маси.

Дощ складається з крапель діаметром понад 5 мм, а мряка - від 0,5 до 0.05 мм, отже, мряка падає повільно і переноситься вітром. Сніг складений із скупчення кристалів, форма всіх сніжинок шестипроменева, розміри - кілька міліметрів. При підвищенні температури сніжинки злипаються в пластівці, а при 0 °С випадає мокрий сніг або сніг з дощем. Крупи снігу і льоду випадають при від'ємних температурах з шарувато-дощових або купчасто-дощових хмар і мають діаметр близько 1 мм. Під час сильного морозу з хмар нижнього ярусу можуть випадати голки льоду - кристали у вигляді шестикутних призм. При інверсії температури краплі дощу замерзають у повітрі й на земну поверхню падають прозорі кульки льоду діаметром 1...3 мм. Влітку в жарку погоду з купчасто-дощових конвективних хмар іноді випадає град у вигляді порівняно великих кусочків льоду неправильної

ферми, шаруватой будови внаслідок багатократного піднесення і опускання. коли в нижній частині хмари на частинку зсідала вода. а наверху хмари цей шар води замерзав.

З хмарами і опадами пов'язані різноманітні електричні процеси і оптичні явища, більшість з яких ще достатньо не вивчена. Наприклад з купчасто-дошовими хмарами пов'язані грози, коли злива супроводжується електричними розрядами /блискавками/ і громом, а також міцними шквалами вітру. З атмосферою електрикою зв'язують появу кулястої блискавки у вигляді кулі діаметром у кілька десятків сантиметрів, яка рухається в повітрі й може вибухати або спокійно зникати. Коли з загострених предметів в атмосферу витікають розряди, це явище називають вогнем Святого Ельма. В тонких високих хмарах навколо Місяця і Сонця можуть виникати кольорові або жовті й білі круги, стовпи. В купчасто-дошових хмарах після зливи виникає веселка, або райдуга.

Конденсація і сублімація можливі й на земній поверхні, за рахунок чого утворюються такі опади, як роса, іній, твердий і рідкий наліт, паморозь. Роса та іній виникають в ясну тиху погоду вночі, коли поверхня вихолоджується внаслідок випромінювання теплоти. При зниженні температури до точки роси випадає роса. а при від'ємних температурах - іній.

Наліт формується на навітряному боці холодних предметів при адвекції теплого повітря. При додатних температурах буде рідкий наліт, а при від'ємних температурах охолодженої поверхні - твердий наліт.

Паморозь - це пухкі білі кристали, які зсідають на деревах. проводах тощо в морозну тиху погоду, коли в повітрі плавають кристали льоду, що зсідають при доторкуванні до предметів.

Ожеледь - це наліт льоду на земній поверхні й на предметах при випаданні мряки, дощу або сильного туману. Необхідною умовою є випадання переохолоджених крапель при від'ємних температурах від 0 до -15 °С. Товстий шар ожеледі може зламати і обірвати проводи. Небезпечним є намерзання льоду на літаках, яке відбувається в шарувато-дошових хмарах, складених з крапель, переохолоджених до -10 °С.

## **2.5. Сніговий покрив**

У полярних, субполярних і помірних широтах опади випадають у вигляді снігу і утворюють сніговий покрив. В Арктиці й в Антарктиді на поверхні льоду сніговий покрив лежить цілий рік. На півночі та північному сході Сибіру тривалість залягання снігового покриву 8 - 9 місяців і довше, в помірному поясі скорочується до 6 - 5 місяців і на 45° пн.ш. до 1 місяця. В субтропіках біля 40° пн.ш. сніговий покрив нестійкий і лежить 10 - 20 днів. На південь від 40° пн.ш. сніговий покрив формується тільки в горах на певній висоті, до якої опускається взимку снігова лінія. В високогір'ях, вище за кліматичну снігову лінію, сніговий покрив залягає цілорічно. Снігова лінія - це висота, на якій прихід твердих опадів дорівнює їх витраті на танення. В південній півкулі постійний сніговий покрив, за виключенням Антарктиди і високих гір, не утворюється, через те що південніше 45° пд.ш. майже немає



суші. Крайні північні пункти, де рідко випадає сніг, не буває стійкого снігового покриву - це м. Буенос - Айрес, м. Сідней, південний острів Нової Зеландії, мис Доброї Надії. У північній півкулі крайніми точками, де виключно рідко випадає сніг, є гори Атлас. Месопотамія. Південний Китай, о. Кюсю, Каліфорнія, Флорида, північ Мексики. узбережжя Мексиканської затоки.

Сніговий покрив сам впливає на клімат, оскільки в снігу дуже велике альбедо /80 - 90%/. Але теплопровідність снігу мізерна, тому під снігом зберігається достатньо висока температура, яка захищає від вимерзання озимину. Від товщини снігового покриву залежить глибина промерзання ґрунту. Сніговий покрив - це нагромадження води, яка забезпечує живлення річок і весняну повінь, а також поповнює ґрунтові води.

## **2.6. Розподіл опадів на земній поверхні**

Режим спадів характеризується їх середньою багаторічною сумою за рік і за місяцями, середнім числом днів з опадами за місяцями і за рік, тривалістю випадання опадів в годинах, інтенсивністю опадів у міліметрах за добу, за хвилину або за годину. Добовий хід опадів дуже мінливий і різноманітний, тому виділяють лише два основних типи добового ходу - континентальний і береговий. В континентальному типі головний максимум відмічається після полудня і слабкий вторинний максимум - ранком, особливо це характерно для тропічних широт. Береговий тип характеризується одним максимумом опадів /вночі і ранкам/ і одним мінімумом після полудня. В деяких районах спостерігається взимку береговий, а влітку континентальний тип добового ходу опадів.

Річний хід опадів залежить від загальної циркуляції атмосфери і місцевих фізико-географічних умов. Основні типи річного ходу опадів наступні.

А. Екваторіальний тип. Характерні два максимуми /дощові сезони/, в поділені порівняно сухими сезонами. Дощові сезони збігаються з рівноденнями, коли Сонце проходить над екватором і разом з ним рухається зона найбільш інтенсивної конвекції. Наприклад, на ст. Лібрівіль /0,6° пн.ш., 9,5° сх.д./ суми опадів дорівнюють: лютий - 220, березень - 340, липень - 3, листопад - 380, рік - 2410 мм.

Б. Тип тропічних і субекваторіальних мусонів /Індія, Південно-Східний Китай, Гвінейська затока, північ Австралії/. В річному ході опадів різко виділяється літній максимум і мінімум узимку, цей контраст може підсилити орографія. Наприклад, на ст. Черапунджі /25,3° пн.ш., 91,8° сх.д./ в грудні - 10 мм, в липні - 8730 мм, а за рік - 11633 мм опадів. Тут відмічений абсолютний максимум опадів за рік для всієї Землі - 26461 мм.

В. Тропічний тип. Максимум опадів спостерігається під час літнього сонцестояння в дощовий сезон, який біля тропіка триває 4 місяці, а мінімум в сухий сезон при найнижчому стоянні Сонця. Наприклад, на ст. Сан-Сальвадор /13.7° пн.ш., 89.2° зх.д./ в січні - 10 мм, в червні - 320 мм, за рік - 1800 мм.

Г. Середземноморський тип. Максимум опадів припадає на зиму або осінь. Сухий сезон улітку пов'язаний з впливом субтропічних антициклонів. Взимку вони зміщуються в тропіки, а в субтропіках панує циркуляція повітряних мас помірної поясу. Цей тип характерний для західної частини материків і островів в субтропічних широтах, він чітко виражений в Каліфорнії, на півдні Африки і Австралії, на південному березі Криму, в Середземноморських країнах. Наприклад, на ст. Гібралтар /36,1° пн.ш., 5.4° зх.д./ у липні - 1 мм, у листопаді - 160 мм, за рік - 910 мм опадів: в Ялті /44.5° пн.ш., 34.2° сх.д./ у січні - 80 мм, в серпні - 30 мм, за рік - 600 мм опадів.

Д. Морський тип помірних широт характерний для західних частин материків помірної поясу, куди циклони частіше приходять взимку. Оподи розподіляються рівномірно протягом року з невеликим переважанням узимку. В берегових районах Західної Європи максимум опадів припадає на осінь і зиму, а мінімум - на раннє літо і весну. Наприклад, на ст. Валенсія /51,8° пн.ш., 10,2° зх.д./ в травні випадає 80 мм, у грудні - 160 мм, а за рік - 1430 мм опадів.

Е. Материковий континентальний тип помірних широт. Максимум опадів припадає на літо, а мінімум - на зиму, через те що взимку переважає антициклоніальна суха погода. Такий тип річного ходу опадів різко виражений в Азії, але існує й в Східній Європі та в Північній Америці. Так, в Чикаго /41.9° пн.ш., 97.6° зх.д./ в січні й лютому випадає м 50 мм, у липні - 90 мм і за рік 840 мм опадів, а в Тобольську /68.2° пн.ш., 68.2° сх.д./ у лютому 15 мм, а у липні 80 мм, при річній сумі 440 мм опадів.

Є. Мусонний тип помірних широт спостерігається на сході материка Євразії й відрізняється більш різким річним ходом з максимумом влітку і мінімумом узимку. У Владивостоці /43.1° пн.ш., 131.9° сх.д./ в січні випадає 10 мм опадів, а в вересні - 110 мм, за рік - 570 мм.

Ж. У пустелях помірних і субтропічних широт Середньої Азії літо сухе, а найбільша кількість опадів випадає навесні, коли тут проходить Помірний фронт. Наприклад, у Ташкенті /41.3° пн.ш., 68,3° сх.д./ - серпень - 1 мм, березень - 60 мм, за рік - 350 мм.

З. У полярних і субполярних країнах оподи характерні для всіх місяців, але максимум випадає влітку, коли збільшується випаровування і вологість повітря в зв'язку з підвищенням температури. На мисі Челюскін /77°43' пн.ш., 104°18' сх.д./ у грудні - 3 мм, у липні - 29 мм, а за рік - 116 мм опадів. Але в морському кліматі в зв'язку з більш інтенсивною циклонічною діяльністю максимум опадів може бути взимку. Так, на ст. Мирний /66.5° пд.ш., 93.0° сх.д./ у січні випадає 4 мм опадів, у липні - 106 мм, за рік - 626 мм.

З року в рік суми опадів коливаються навколо середньої багаторічної кількості, яку беруть за норму. Середнє відхилення річних або місячних сум опадів у відсотках від норми називають річною або місячною мінливістю, опадів. Наприклад, на материках Євразії та Північної Америки мінливість річних опадів становить 10 - 20% і збільшується до 20 - 30% на півночі й в

пустелях. Для всіх пустель земної кулі характерна значна мінливість кількості спадів. Мінливість сум опадів за місяць ще більша, особливо в умовах континентального клімату, де в зоні степів вона зростає до 40 – 50 – 60%, а в пустелях - до 90%. У зоні степів велика мінливість опадів призводить до того, що в деякі роки виникають засухи /60 - 70 днів без дощу влітку/. Це зона нестійкого зволоження. Засухи спостерігаються у степових зонах Євразії та Північної Америки, рідко бувають і в лісостеповій зоні, а 1 - 2 рази на 100 років навіть у Фінляндії та Швеції.

Географічний розподіл опадів залежить від розподілу хмар. водності хмар, особливо змішаних, все це, в свою чергу, залежить від розподілу температури. Отже, основна закономірність розподілу опадів – це зональність. Велике значення мають також розподіл суші і моря та орографія /рис. 16б, табл. 7/.

Таблиця 7. Зональний розподіл річної суми опадів в мм /Дроздов О.А. та ін., 1989/.

Півкуля.....	Широти, градуси.....								
.....	0 - 10	10 – 20	20 – 30	30 - 40	40 – 50	50 - 60	60 – 70	70 – 80	80 - 90
Північна	1817	900	607	582	642	708	568	332	182
Південна	1935	1124	591	663	1385	1885	462	160	84

Рис. 16-б. Розподіл середньої річної суми опадів в міліметрах /за Хромовим С.П., 1983/.

Максимальна кількість опадів випадає в екваторіальному і субекваторіальному поясах, приблизно від 17° пн.ш. до 20° пд.ш. Сюди входять Амазонія, Центральна Америка, береги Гвінейської затоки, басейн Конго, о-ви Індонезії. В зоні, де зустрічаються пасати двох півкуль. спостерігається найбільш потужне висхідне підняття повітря, насиченого вологою, та його адіабатичне охолодження, конденсація, інтенсивне утворення хмар, які досягають значної висоти. Тут кількість опадів становить 2000 - 3000 мм і більше. Найбільша кількість опадів випадає на схилах гір Кауаї на Гавайських островах - 11684 мм, Гімалаїв /Черрапунджи/ - 11633 мм, на схилах вулкана Камерун - 10287 мм, в Андах Колумбії - 8992 мм.

У тропічних поясах, між 20 і 32° широти, панує сухе повітря. тут розміщені пустелі. Це обумовлено адіабатичним нагріванням повітря яке опускається в антициклонах. Біля західних берегів протікають холодні течії, над якими повітря більш холодне, ніж зверху й над сушею. Середня кількість опадів у тропічних і субтропічних пустелях - 200 мм за рік, але в деяких пунктах пустелі Атакама - 0.8 мм, пустелі Сахари /Судан/ - 2.5 мм, в Адені - 43.9 мм, в Австралії - 102 мм за рік. На східні узбережжя /Флоріда, район м. Ріо-де-Жанейро, Південно-Східна Азія, південний схід Африки і схід Австралії/ пасати, які дмуть з океанів, приносять опади, тому тут клімат вологий тропічний.

На півдні помірних широт північної півкулі, в середині материків. у пустелях влітку при високих температурах хмарність незначна, а взимку переважає малохмарна погода в зв'язку з високим атмосферним тиском. Тут опадів дуже мало — 100 - 200 мм за рік. На північ від пустель і напівпустель утворюються степові зони недостатнього зволоження з опадами від 500 мм на заході до 300 мм на сході. Але в цілому від субтропіків до помірних широт кількість опадів збільшується, через те що в помірних широтах добре розвинута циклонічна діяльність, з якою пов'язана велика хмарність. В лісових зонах річна сума опадів зростає до 500 - 1000 мм, а випаровування значно менше - це зона надлишкового зволоження. Сума опадів зменшується з заходу на схід, але на східних узбережжях в умовах мусонного клімату знов збільшується від 500 до 1000 мм.

На навітрених схилах гір кількість опадів зростає, наприклад, в Норвегії - 1700 мм, в Шотландії – 4000 - 5000 мм, в Югославії - 5000 мм, в Альпах - 4000 мм, на південно-західних схилах Великого Кавказу понад 3000 мм, на схилах Кордільєр Аляски і Анд південного Чилі – 2000 - 3000 мм, на західному схилі Кордільєр у Канаді відмічено понад 6000 мм опадів за рік.

За полярними колами опадів мало, в зв'язку з низькими температурами, малим вмістом вологи і малою водністю хмар, а в Антарктиді і хмарність незначна. Тут випадає в середньому 200 - 250 мм опадів. У зоні тундри кількість опадів зменшується з заходу на схід від 400 - 300 до 100 мм за рік. незважаючи на велику кількість днів з опадами. Але випаровування тут ще менше, тому це зона надлишкового зволоження.

Для визначення умов зволоження враховують не тільки кількість опадів, а й можливість їх випаровування. Тому для характеристики зволоження за рік, за сезон, за місяць використовують відношення суми опадів до випаровуваності, яке називають коефіцієнтом зволоження. М.М.Іванов підрахував коефіцієнт зволоження для різних зон і областей. Якщо коефіцієнт перевищує 100% у всі місяці року. клімат вважається постійно вологим, якщо частина місяців має зволоження менше 100% - це не постійно вологий клімат, між 25 і 100% - помірно вологий клімат, менш 25% у всі місяці року - постійно засушливий клімат.

М.І. Будико запропонував для характеристики зволоження радіаційний індекс сухості:  $R / Lr$ , де  $R$  - радіаційний баланс за рік;  $L$  - прихована теплота пароутворення;  $r$  - річна сума опадів. Він показує частку радіаційного балансу, яка витрачається на випаровування опадів, і коливається від 0.45 /надлишкове зволоження/ до 3 та більше /сухий клімат/, від 1 до 3 - зволоження вважається недостатнім, а клімат посушливим.

