

Лекція 2.

Тема. Структура і динаміка атмосфери.

План лекції

1. Кругообіг речовин в атмосфері.
2. Види температурних інверсій в атмосфері.
3. Шляхи осадження речовин із атмосфери.
4. Атмосферні аерозолі.

1. Кругообіг речовин в атмосфері.

Кругообіг речовин в атмосфері включає в себе наступні процеси переносу: емісію речовин з джерел; поширення речовин у повітряному просторі; осадження (седиментація) на поверхню Землі (рис. 2).

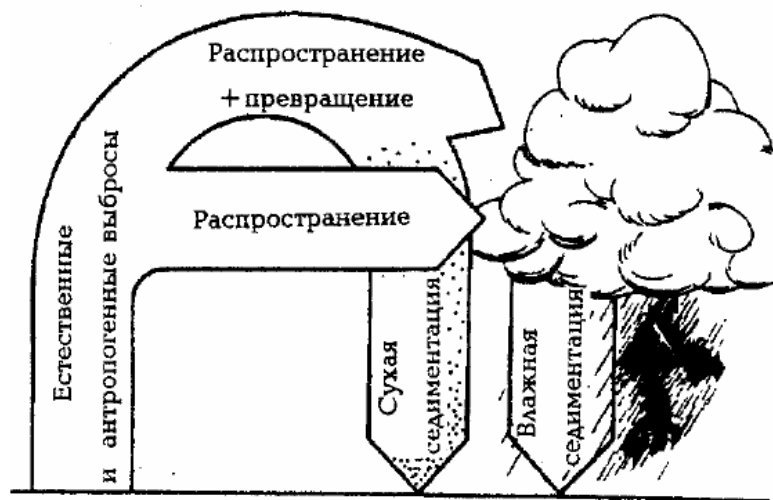


Рис. 2. Схема атмосферного кругообігу речовин

Речовини, що виділяються в атмосферу з наземних джерел, поширюються у вертикальному і горизонтальному напрямках, зазнаючи при цьому хімічних перетворень, яким сприяють сонячне випромінювання і наявність значної кількості окиснювача – кисню.

Залежно від структури атмосфери і її стану в конкретний момент часу вертикальне переміщення досягає лише певної висоти. Висота шару

перемішування в першу чергу залежить від розподілу температури по вертикалі. У тропопаузі температура повітря знижується в середньому на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ кожні 100 м, в стратосфері температура повітря збільшується. Розділяє дві сфери тропопауза діє як екранувальний шар, оскільки фізичною умовою руху повітря вгору є зниження температури в тому ж напрямку. У тропопаузі перемішування сповільнюється, і це призводить до того, що перенесення речовини з тропосфери в стратосферу здійснюється тільки за рахунок дифузії. Тому здатні проникати в стратосферу лише ті речовини, що виділяються з наземних джерел, які мають досить великий час перебування в тропосфері (нереакційноздатні і не схильні до седиментації).

2. Види температурних інверсій в атмосфері.

У нижніх шарах тропосфери досить часто спостерігаються температурні інверсії – атмосферні умови, при яких температура повітря в деякому шарі збільшується з висотою (рис. 3).

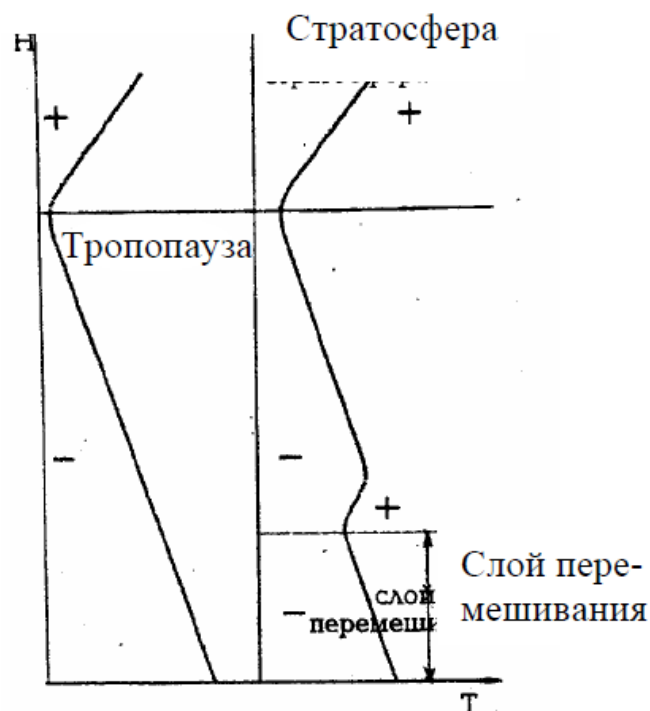


Рис. 3 Профіль температури в умовах інверсії

Найбільш часто спостерігаються інверсії, що виникають при опусканні шару повітря в повітряну масу з більш високим тиском (інверсія осідання), або

при радіаційної втрати тепла земною поверхнею в нічний час (радіаційна інверсія).

У першому випадку інверсійний шар розташовується на деякій відстані від земної поверхні, інверсія формується шляхом адіабатичного стиснення і нагрівання шару повітря в процесі його опускання вниз в область високого тиску. При цьому верхня межа шару нагрівається швидше, ніж нижня і в шарі створюється позитивний градієнт температури. Шари інверсії осідання зазвичай виявляються вищими джерел викиду забруднюючих речовин і не роблять істотного впливу на забруднення атмосферного повітря, що триває короткий період. Однак така інверсія може існувати кілька днів, що позначається на довготривалому накопиченні забруднюючих речовин.

Радіаційна інверсія виникає, коли в ясну ніч земна поверхня втрачає тепло і швидко остигає. Шари повітря, прилеглі до земної поверхні, охолоджуються до температури розташованих вище шарів. В результаті денний температурний профіль з негативним градієнтом перетворюється в профіль зворотного знака, і шар атмосфери, прилеглий до земної поверхні, покривається стійким інверсійним шаром. Інверсійний шар руйнується висхідними потоками теплого повітря, що виникають при нагріванні поверхні променями ранкового сонця. Радіаційні інверсії грають важливу роль в забрудненні атмосфери, так як в цьому випадку інверсійні шар розташовується всередині шару повітря, що містить джерело забруднення. Крім того, радіаційна інверсія найбільш часто відбувається в умовах безхмарних і безвітряних ночей, коли мала ймовірність очищення повітря від забруднення опадами або бічними вітрами. Інтенсивність і тривалість інверсій залежать від пори року. Більше і довше вони восени і взимку. Впливає на інверсії і топографія місцевості. Наприклад, холодне повітря, що скупчилося вночі в міжгірській улоговині, може бути «замкнений» там теплим повітрям, що опинилися над ним.

Поширення забруднюючих речовин в горизонтальному напрямку на великі відстані відбувається в результаті адвекції в напрямку швидкості вітру. Відстань, яку може пройти молекула забруднюючої речовини, крім швидкості

вітру, залежить також від часу перебування речовини в атмосфері. Так, молекули SO_2 (час перебування близько 2 діб) при швидкості вітру близько 10 м/с (на висоті 1 км над поверхнею Землі) в середньому можуть переміститися на відстань близько 2000 км. Для NO_2 цей час більше через більшу часу перебування.

3. Шляхи осадження речовин із атмосфери.

Осадження речовин з атмосфери може відбуватися двома шляхами: у вигляді вимивання атмосферними опадами (вологою седиментацією) і в вигляді сухої седиментації – безпосереднього осадження частинок речовини на поверхню Землі. При вологій седиментації забруднюючі речовини можуть служити конденсаційними центрами утворення крапель хмар. Елементи хмари далі поглинають аерозольні частинки і молекули газів і під дією сили тяжіння випадають з висоти кількох сотень або тисяч метрів на Землю, поглинаючи нові молекули газів і захоплюючи аерозольні частинки. При цьому частинки діаметром менше 1 мкм в меншій мірі схильні до вимивання атмосферними опадами, ніж більш великі частки.

Сухе осадження відбувається двома способами. Речовини, що знаходяться в газоподібному стані, осідають в результаті турбулентної дифузії, рушійною силою якої є зменшення концентрації речовини в вертикальному напрямку через швидке поглинання підстильної поверхнею. Тверді і рідкі частинки, що мають розміри на кілька порядків більші, ніж молекули газів, осідають як за рахунок турбулентної дифузії, так і під дією сил гравітації. Швидкість гравітаційної седиментації прямо пропорційна масі частинки. При розмірах часток менше 0,01 мкм механізм седиментації головним чином визначається турбулентної дифузії. Гравітаційна седиментація починає відігравати суттєву роль при діаметрі часток більш 10 мкм. При розмірах часток від 0,01 до 10 мкм, характерних для більшості аерозолів, виникає стан, коли турбулентна дифузія вже не ефективна, а гравітація ще неефективна. Час перебування частинок аерозолу в атмосфері в цьому випадку відносно велике, і такі частинки можуть

переноситися на великі відстані від місця утворення. Так, аерозольні частинки розчину сульфатної кислоти ($d \approx 0,1$ мкм) мають більший час перебування і переносяться в атмосфері на значно великі відстані, ніж молекули сульфур(IV) оксиду.

Поширення частинок в атмосфері і розподіл атмосферних опадів на земній поверхні в результаті седиментації залежить також і від того, на яку висоту були підняті спочатку частки, оскільки цією висотою визначається швидкість їх горизонтального переміщення з повітряними масами.

4. Атмосферні аерозолі.

Атмосферні аерозолі являють собою дисперсні системи, що складаються з твердих або рідких частинок, розподілених в газовій фазі. Такі системи характеризуються високою питомою поверхнею і є стійкими при ефективному броунівському русі частинок і низькій швидкості їх седиментації.

Час життя частинок аерозолі визначається швидкістю їх седиментації, яка, в свою чергу, залежить від густини частинок.

Аерозолі зазвичай поділяються на дві великі групи за походженням і розмірами частинок. Мікрочастинки, що мають радіус менше 0,5-1,0 мкм, утворюються в процесах коагуляції і конденсації. Макрочастинки, що мають радіус більше 1,0 мкм, виникають в основному при дезінтеграції поверхні Землі.

Найбільшим часом життя характеризуються частки розмірами порядку 10^{-5} см (0,1 мкм): на такі аерозолі слабкий вплив справляє як броунівський рух, так і гравітаційне осадження. Приблизний розмір ядер хмар, що представляють важливу групу аерозолів, складає 10^{-3} см (10 мкм). Розмір крапель мряки складає близько 100 мкм, швидкість їх осідання – 100 см/с. Частинки таких розмірів характерні також для морських аерозолів, спостерігаються в атмосфері при бурях, виверженнях вулканів. Типовий розмір дощових крапель 1 мм.

Максимальний розмір рідких аерозолів складає близько 0,5 см, так як більш великі краплі розбиваються внаслідок гідродинамічних ефектів. Сніжинки можуть досягати розмірів 1 см, частинки граду – до 10 см.

Органічні аерозолі можуть утворюватися за гомогенним або гетерогенним механізмом. Перший включає окиснення органічних сполук в газовій фазі з утворенням твердих або рідких частинок. Другий механізм полягає у сорбції, каталітичному окисненні, полімеризації на твердій поверхні частинок вже існуючих твердих або рідких аерозолів. З органічних сполук найбільшу схильність до утворення аерозолів мають терпенові вуглеводні. Так, над хвойними лісами в літню пору спостерігається блакитнуватий серпанок – аерозоль, що виникає при фотохімічному окисненні терпенових вуглеводнів.

З неорганічних аерозолів найбільше значення мають аерозолі сульфатної кислоти і амоній сульфату, що утворюються при окисненні сульфур(IV) оксиду та подальшій взаємодії сульфатної кислоти з аміаком.

У нижній тропосфері ($H < 2$ км) в фонових районах, де антропогенне навантаження відсутнє, концентрація аерозольних часток становить 200-500, в сільськогосподарських районах - близько 10^4 , над містами – більше 10^5 см⁻³.