

Тема 3. СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ І РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС НА ЗЕМНІЙ ПОВЕРХНІ.

План

1. СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ.

1.1. Типи сонячної радіації.

1.2. Добовий та річний хід радіації

2. РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС НА ЗЕМНІЙ ПОВЕРХНІ

2.1. Альbedo.

2.2. Випромінювання теплоти.

2.3. Радіаційний баланс

Сонячна радіація це основне джерело енергії й теплоти для земної поверхні та атмосфери. Порівняно з нею радіація зірок і Місяця, а також вихід теплоти з надр Землі мізерні.

Сонячна радіація складається з електромагнітних хвиль, які поширюються зі швидкістю світла /300000 км/с/ та корпускулярної радіації з потоку заряджених протонів і електронів, швидкість яких в 10 разів менша, а енергія в 10 разів менша, ніж енергія теплової радіації. До електромагнітної радіації належать ультрафіолетове, інфрачервоне, рентгенівське випромінювання, гамма-промені, світло, радіохвилі. Радіохвилі мають довжину від міліметрів до кілометрів, рентгенівське і гамма-випромінювання - менше тисячних часток мікрометра, а температурна радіація від 0,002 до 100-120 мікрометрів. Остання становить 99% всієї сонячної енергії. В її складі 47% припадає на інфрачервоні промені /0,76-120 мк/, 46% - видиме світло /0,40-0,76 мк/, 7% - ультрафіолетові хвилі /0,002-0,4 мк/. У метеорології виділяють короткохвильову радіацію /0,1...4 мкм/ і довгохвильову /понад 4 мкм/. Сонячна радіація на 99% є короткохвильовою. Довгохвильову радіацію з довжиною хвиль від 4 до 100...120 мкм випромінюють земна поверхня і атмосфера.

Радіацію, яка надходить до земної поверхні безпосередньо від сонячного диска, називають прямою сонячною радіацією. Відстань від Землі до Сонця дуже велика, тому пряму радіацію розглядають у вигляді паралельних променів, які надходять а нескінченності. Інтенсивність прямої сонячної радіації, або інсоляція, - це кількість променистої енергії, що падає на одиницю площі. Вона вимірюється в джоулях /Дж/ за системою одиниць СІ або кіловатах /кВт/. Зовні системною одиницею інтенсивності радіації, або теплоти, є калорія, яка дорівнює 4,19 Дж (1 ккал на квадр. см дорівнює 41.9 МДж на квадр. метр.

Безпосередньо від Сонця приходить пряма сонячна радіація, її інтенсивність до вступу в атмосферу, тобто на верхній межі атмосфери. називають сонячною константою. Вона залежить тільки від відстані від Сонця і за рекомендацією Міжнародної комісії з радіації має стандартне значення 1,37 кВт на квадратний метр. Зміни сонячної сталої протягом багатьох років не встановлено. За 1,5 доби Сонце дає Землі стільки енергії скільки всі електростанції світу за рік. І це між іншим тільки 0,000000002 частина випромінювання Сонця. Інсоляція залежить від зміни відстані до

Сонця протягом року, від кута падіння сонячних променів, обумовленого широтою. тому в дні весняного і осіннього рівнодення добова інсоляція /потік сонячної теплоти на горизонтальну площадку/ найбільша на екваторі - 37,7 МДж на квадратний метр і зменшується до нуля на полюсі. Взимку за полярним колом, де Сонце не показується над горизонтом, інсоляція дорівнює нулю, а на екваторі - 36 МДж на квадратний метр. У день літнього сонцестояння для північної півкулі добова інсоляція на полюсі сягає 46 МДж на квадратний метр, водночас на екваторі - 33 МДж на квадратний метр. Влітку добова інсоляція в південній півкулі дещо більша в зв'язку з меншою відстанню до Сонця.

Проходячи крізь атмосферу, частина сонячної радіації розсіюється атмосферними газами, частина поглинається, решта досягає земної поверхні. частково відбивається, а в більшості поглинається і нагріває її. Частина розсіяної радіації виходить в міжпланетний простір, а частина йде до земної поверхні, частково відбивається, а частково поглинається нею, тому інтенсивність прямої сонячної радіації біля земної поверхні зменшується. Вона залежить від тривалості освітлення і кута падіння сонячних променів, обумовленого висотою Сонця над горизонтом, а також прозорості атмосфери. Сильно ослаблює сонячну радіацію хмарність /в середньому на 20%/.

У чистій атмосфері при високому положенні Сонця інтенсивність прямої радіації дорівнює 1,6 кал на квадратний см за хвилину, а на висоті 4—5 км у горах до 1,7 кал на квадратний см за хвилину.

Атмосферні гази /азот, кисень, озон, вуглекислий газ, водяна, пара/ і аерозолі поглинають в цілому 15 - 20% сонячної радіації. Близько 25% радіації перетворюється в розсіяну, її розсіюють постійні гази ідеальної атмосфери. Вона відрізняється від прямої тим, що йде від усього небосхилу і складається з більш короткохвильових променів /синіх і фіолетових/. З розсіяною радіацією пов'язані такі явища, як блакитний колір неба, денне освітлення /вся атмосфера стає джерелом освітлення/; сутінки після заходу і перед сходом Сонця; білі ночі влітку, коли Сонце не опускається нижче 18° за горизонт; кольорові світанки і вечірня зоря. Ослаблення радіації за рахунок поглинання і розсіювання атмосферою залежить від коефіцієнта прозорості. Середня прозорість атмосфери 0,7 - 0,8, а якби атмосфера складалася тільки з газів, - 0,9. Коефіцієнт прозорості залежить від мутності атмосфери, від погоди, від географічної широти, висоти Сонця. Він показує, яка частина радіації досягає земної поверхні і дорівнює відношенню прямої радіації на земній поверхні до сонячної радіації, яка потрапляє на верхню межу атмосфери.

1.2. Добовий та річний хід радіації

Пряма і розсіяна радіація мають добовий хід в зв'язку із зміною висоти Сонця. Інтенсивність їх зростає від сходу Сонця до полудня, а потім падає від полудня до заходу Сонця. Відхилення в добовому ході можуть бути пов'язані зі зміною прозорості атмосфери і хмарності протягом дня.

Відповідно до висоти Сонця пряма сонячна радіація змінюється протягом року. Її мінімальна інтенсивність припадає в помірних широтах на грудень, коли висота Сонця найменша, а максимальна на весняні місяці, оскільки влітку зростає запилення, кількість водяної пари та продуктів конденсації. Інтенсивність прямої радіації дуже мало зростає від полюсів до екватора /від 1,3 до 1,5 - 1,6 кал на квадрат. см за хвилину/, бо в цьому самому напрямку підвищується запилення і вміст вологи в повітрі.

З висотою пряма сонячна радіація посилюється, бо зменшується маса атмосфери, крізь яку вона проходить. На кожні 100 м висоти інтенсивність радіації збільшується на 0,02 кал на квадрат. см за хвилину.

Розсіяна радіація зростає при збільшенні запилення і хмарності. Відбивання радіації сніговим покривом також збільшує її розсіювання атмосферними газами. Найбільших значень розсіяна радіація досягає в Арктиці і Антарктиді, де Сонце стоїть дуже низько, і шлях прямої радіації до земної поверхні довгий, більша частина її відбивається сніговим покривом назад в атмосферу і ще більше розсіюється.

Всю сонячну радіацію, яка надходить до земної поверхні у вигляді прямої і розсіяної, називають сумарною. Інтенсивність сумарної радіації - це надходження енергії за 1 хвилину на 1 см квадратний горизонтальної поверхні, вона дорівнює сумі інтенсивності прямої радіації, помноженої на синус висоти сонця і інтенсивності розсіяної радіації.

При безхмарному небі сумарна радіація має правильний добовий хід з максимумом біля полудня і річний хід з максимумом влітку. Хмарність в середньому зменшує сумарну радіацію.

Спостереження за сонячною радіацією називають актинометричними. Для вимірювання прямої сонячної радіації використовують піргеліометри і актинометри, а розсіяної - піранометри. Тривалість сонячного сяння в годинах вимірюють за допомогою геліографа.

1.3. Розподіл сумарної сонячної радіації

Географічний розподіл сумарної сонячної радіації на верхній межі атмосфери залежить від широти і пори року, обумовлених кулястістю Землі та нахилом площини екватора до площини земної орбіти. За рік кількість сумарної радіації зменшується від 313 ккал на см квадрат. на екваторі до 133 ккал на см квадрат. на полюсах. Влітку надходження радіації зменшується від 160 ккал на см квадратний на екваторі до 133 ккал на см квадрат. на полюсі за 6 місяців теплого періоду, а зимою - від 160 ккал на квадрат. см на екваторі до 0 біля 75° пн.ш.

У річному ході радіації на верхній межі атмосфери між тропіками є два максимуми, коли Сонце досягає найбільшої полуденної висоти /на екваторі - рівнодення, в інших широтах між рівноденнями і літнім сонцестоянням/. Зовні тропіків спостерігається тільки один максимум в річному ході радіації під час літнього сонцестояння, коли висота Сонця найбільша /90° - широта + 23,5°/ і залежить від широти місця, і один мінімум під час зимового сонцестояння, відповідно, коли висота Сонця найменша /90° - широта - 23.5°/.

Розподіл сумарної радіації біля земної поверхні широтно-зональний. Тут радіація послаблена тим, що пройшла крізь атмосферу, частина її поглинулася, розсіялася, відбилася хмарами. Хмарність зменшує пряму сонячну радіацію на 20—75%. Ізолінії сумарної радіації на картах відхиляються від широтного ходу під впливом прозорості атмосфери і хмарності.

Річна кількість сумарної радіації найбільша в тропічних і субтропічних широтах /понад 140 ккал на квадр. см за рік/, а в пустелях північної Африки і Аравії становить 200...220 ккал на квадр. см за рік. На екваторі над басейнами Амазонки і Конго та в Індонезії вона зменшується до 100-120 ккал на квадр. см за рік. Від субтропіків на північ і південь радіація знижується до полярного кола, де становить 60...80, потім до північного полюса дещо підвищується. а над Антарктидою досягає 120....130 ккал на квадр. см за рік. На всіх широтах, крім екваторіальних, сумарна радіація над океанами нижча, ніж над сушею.

У грудні найбільша сумарна радіація в пустелях південної півкулі /20...22 ккал на квадратний см за міс/, а біля екватора - 8...12 ккал на квадр. см. У північній півкулі вона швидко зменшується до 2 ккал на 50° пн.ш. і до 0 біля полярного кола. В південній півкулі сумарна радіація знижується до 10 ккал на квадр. см на 60° пд.ш., а потім збільшується до 20....30 ккал на квадр. см за місяць в Антарктиді, де вона більша, ніж в тропіках, в зв'язку з полярним днем, мізерною хмарністю і чистішою атмосферою.

У червні найбільша сумарна радіація надходить до поверхні Африки. Аравії, Ірану, тобто до 30...22 ккал на квадр. см і вище в тропічних і субтропічних пустелях північної півкулі. В приекваторіальних хмарних широтах вона знижується до 8...12 ккал на квадр. см, а в тропіках південної півкулі на суші зростає до 14 ккал на квадр. см за міс., а далі падає до 0 біля південного полярного кола. У північній півкулі літом сумарна радіація зменшується до 8....10 ккал на квадр. см над океанами в помірних широтах, де найбільша хмарність. а біля північного полярного кола знову збільшується до 20 ккал на квадр. см в Арктиці.

2. РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС НА ЗЕМНІЙ ПОВЕРХНІ

2.1. Альbedo

Сумарна сонячна радіація падає на земну поверхню, частина її поглинається і переходить в теплову, а частина відбивається. Відбиваюча властивість поверхні - це альbedo, яке вираховують у відсотках від співвідношення відбитої радіації і сумарної радіації. Альbedo залежить від стану поверхні, її кольору, кута падіння променів на водну поверхню. Найбільше альbedo має чистий сніг - 85-90%, а найменше - чорноземна рілля - 5-14%. Зелене листя відбиває 20-25%, а жовте -30-38% сонячної радіації. Альbedo гладкої водної поверхні змінюється від 2% при зенітному положенні Сонця до 70-75% при низькому. Альbedo верхньої поверхні хмар в середньому становить 50-60%.

Переважна частина відбитої радіації і приблизно 1/3 розсіяної виходять з атмосфери в Космос. Відношення відбитої і розсіяної радіації яка виходить

в Космос, до загальної кількості радіації, що надходить в атмосферу називають планетарним альбедо Землі. Планетарне альбедо становить 28%.

2.2. Випромінювання теплоти

Всі складові Землі: ґрунт, вода, сніг, льодовики, рослинність випромінюють довгохвильову теплову радіацію. Це земна радіація, яку називають власним випромінюванням земної поверхні. За законом Стефана-Больцмана випромінювання абсолютно чорної поверхні залежить від абсолютної температури в четвертому ступені, помноженої на константу Стефана-Больцмана, яка дорівнює 0,00000057 Вт на квадратний метр, помножений на Кельвіна в четвертому ступені. Земне випромінювання все інфрачервоне і практично має довжину хвиль 4...120мкм. Всі тіла нагріті вище за абсолютний 0, починають випромінювати теплоту. Атмосфера теж має власне випромінювання, частина якого виходить в Космос, а частина йде до Земної поверхні і має назву зустрічного випромінювання атмосфери. Воно зростає при збільшенні хмарності, температури і вологості атмосфери. Зустрічне випромінювання дещо менше, ніж випромінювання земної поверхні, тому земна поверхня втрачає теплоту. Різницю між випромінюванням земної поверхні та зустрічним випромінюванням атмосфери називають ефективним випромінюванням /E/. Ефективне випромінювання являє собою чисту витрату теплоти з земної поверхні вночі, оскільки вдень воно перекривається або компенсується поглинутою сонячною радіацією. Випромінювання вимірюється спеціальними приладами - піргеометрами.

Зустрічне випромінювання атмосфери вночі зменшує охолодження земної поверхні, а вдень атмосфера не перешкоджає її нагріванню сумарною сонячною радіацією. В цьому і полягає тепличний ефект атмосфери.

2.3. Радіаційний баланс

Різницю між поглинутою радіацією й ефективним випромінюванням називають радіаційним балансом земної поверхні:

$$R=(I \sin h +I) (1 - A)-E,$$

де I - пряма сонячна радіація на перпендикулярну до сонячних променів поверхню; h — висота Сонця; $\sin h$ пряма радіація на горизонтальну поверхню; i- розсіяна радіація; $(I \sin h + i)$ - сумарна радіація; A - альбедо; $/(I \sin h + i) (1 - A)/$ - поглинута радіація; E - ефективне випромінювання /рис. 3/.

Радіаційний баланс земної поверхні має добовий хід. вночі він від'ємний, після сходу Сонця й підняття його над горизонтом на 10 градусів стає додатним, а перед заходом Сонця знову стає від'ємним. Вночі він дорівнює ефективному випромінюванню. Тому вночі балансоміром вимірюється ефективне випромінювання. При наявності снігового покриву баланс стає додатним тільки при висоті Сонця понад 20-25°.

Частина земного випромінювання проходить через атмосферу в світовий простір, крім того, сама атмосфера випромінює ще більше теплоти, особливо вище за 6...10 км. Ці довгохвильові випромінювання земної поверхні та атмосфери, які виходять в космос, називають відхідною

радіацією. Якщо прийняти за 100 потік сонячної радіації на верхню межу атмосфери, відхідна радіація становить 72%. Ще 28% складається з відбитої та розсіяної радіації, яка виходить за межі атмосфери. Отже, Земля разом з атмосферою втрачає стільки радіації, скільки одержує, тобто загальний радіаційний баланс дорівнює 0.

Радіаційний баланс самої атмосфери складається з поглинутих нею теплового випромінювання Землі /E/ та сумарної сонячної радіації, витрат теплоти на зустрічне випромінювання до земної поверхні і в космос.

На всіх широтах в середньому за рік радіаційний баланс атмосфери від'ємний і змінюється від -83 ккал на квадратний см за рік до 0, від екватора до полярних широт. Середній за рік загальний радіаційний баланс Землі в цілому складається з усіх типів радіації та випромінювання, які надходять в атмосферу і до земної поверхні та витрачаються ними.

Якщо прийняти за 100% кількість сонячної радіації на верхню межу атмосфери, 33% становить відбита від хмар /26%/ і від земної поверхні разом з розсіяною назад до космічного простору /7%/. Атмосфера поглинає 22%, а земна поверхня -45% сонячної радіації /24% прямої і 21% розсіяної/. Це і є вся короткохвильова частина радіаційного балансу. Відхідне випромінювання атмосфери в космос /відхідна радіація/ становить 67%. а ефективне випромінювання земної поверхні 15%, тобто атмосфера має від'ємний баланс випромінювання теплоти /-52%/, він компенсується поглинутою атмосферою сонячною радіацією /22%/ і теплотою, яка виділяється при конденсації водяної пари в атмосфері /30%/. Поглинута земною поверхнею сонячна радіація /45%/ витрачається на ефективне випромінювання /15%/ і випаровування /30%/. Точність наведених визначень загального радіаційного балансу вважають більш—менш задовільною /Матвеев Л.Т., 1976/.

Радіаційний баланс земної поверхні змінюється за широтами. Від полярних кіл до полюсів радіаційний баланс зменшується від 20...30 ккал на квадр. см за рік до від'ємного /-5...-10 ккал на квадр. см за рік/. Південніше полярних кіл він збільшується до 100 ккал на квадр. см за рік у тропіках і до 110...120 ккал на квадр. см за рік між тропіками. На океанах радіаційний баланс більший, ніж на суші, внаслідок більшого поглинання радіації. В пустелях радіаційний баланс знижений /в Сахарі до 60 ккал на квадр. см за рік/ у зв'язку з великим ефективним випромінюванням в сухому малохмарному повітрі. В мусонному кліматі влітку спостерігається волика хмарність, що зменшує сумарну радіацію і радіаційний баланс на 10...20 ккал на квадр. см за рік.

У грудні нульовий радіаційний баланс збігається з південною межею стійкого снігового покриву північної півкулі, 40° пн.ш., на північ від якої баланс від'ємний, до -4 ккал на квадр. см за місяць. На південь він збільшується до 10...14 ккал на квадр. см на південному тропіку і зменшується до 4...5 ккал на квадр. см в Антарктиці.

У червні на всій північній півкулі радіаційний баланс додатний і зростає від 8 ккал на квадр. см на полярному колі до 14 ккал на квадр. см біля

північного тропіка, зменшується на південь до 0 на 40° пд.ш. і далі на південь від'ємний і становить -2 ккал на квадр. см біля берегів Антарктиди.

На території України радіаційний баланс за рік північніше 48° пн.ш. від'ємний /до -1 ккал на квадр. см/, південніше 48° пн.ш. він близький до нуля. В липні радіаційний баланс на території України досягає 8...10 ккал на квадр. см.

