

НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ЦИВІЛЬНОГО ЗАХИСТУ УКРАЇНИ

Кафедра охорони праці та техногенно-екологічної безпеки

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ (МАТЕРІАЛИ) ЩОДО ПРОВЕДЕННЯ КОНТРОЛЬНИХ РОБІТ З НАВЧАЛЬНОЇ ДИСЦИПЛІНИ

«Гідрологія»

(шифр і назва навчальної дисципліни)

Розділ II «Метеорологія та кліматологія»

Спеціальність 101 «Екологія»

(шифр і назва спеціальності)

Спеціалізація – «Екологічна безпека»

(назва спеціалізації)

Факультет техногенно-екологічної безпеки

(назва факультету)

Методичні вказівки розглянуто та
затверджено на засіданні кафедри
ОП та ТЕБ

Протокол _____

Методичні вказівки і тематика контрольних робіт

Методичні вказівки

Контрольні роботи з розділу II «Метеорологія та кліматологія» дисципліни «Гідрологія» проводяться як елемент модульного контролю перевірки рівня засвоєння знань тими, хто навчається.

З навчальної дисципліни «Гідрологія» контрольна робота проводиться за всіма модулями у вигляді відпрацювання студентами (курсантами контрольної роботи за відповідним модулем.

У вступній частині доводиться порядок опрацювання слухачами модульних завдань. В основній частині слухачі практично опрацюють матеріал контрольних робіт. У заключній частині проводиться підведення підсумків опрацювання слухачами завдань (проводиться обговорення щодо вірних відповідей за питаннями контрольної роботи).

Тематика контрольних робіт

Контрольна робота № 4 (модульний контроль 4)

Контрольні питання за матеріалом теми 4 (модульний контроль 4)

Варіант № 1

1. Метеорологія – це...

Метеорологія – (від грецьких слів „метеор” – небесне явище та „логос” – вчення) наука про атмосферу, її склад, будову, властивості та про фізичні і хімічні процеси і явища, які відбуваються в ній.

2. Наведіть хімічний склад сухого повітря в об'ємних долях.

N_2 – 78,09 % (~78 %), O_2 – 20,95 % (~21 %), Ar – 0.93 %, CO_2 – 0.03 %, інші ~ 0.01 %

3. Нижньою межею тропопаузи є рівень, де

Нижньою межею тропопаузи є рівень, де температура повітря з висотою починає підвищуватись, або не змінюється.

4. За нормальний атмосферний тиск прийнято значення (*атмосферного тиску в яких умовах, в мм рт. ст., в Па*)

За нормальний атмосферний тиск прийнято значення атмосферного тиску на рівні моря при температурі 0°C на широті 45°:

1 Атм = 760 мм рт.ст. = 10,33 м вод. ст. = 1013,25 гПа = 101325 Па

5. Ізобари – це ...

Ізобари – це плавні лінії, які з'єднують точки з однаковим атмосферним тиском.

6. Чотири основні сили, які впливають на швидкість і напрямок вітру:

- 1) сила горизонтального баричного градієнту (сила, що викликає вітер і змінює його швидкість)
- 2) відхиляюча сила обертання Землі або сила Коріоліса;
- 3) відцентрова сила;
- 4) сила тертя.

7. Охарактеризуйте вплив колообігу води на стан складових біосфери Землі.

- основний механізм перерозподілу на Землі речовини та енергії, об'єднує в єдине ціле всі водні об'єкти;
- взаємодіючи з літосферою, атмосферою і біосферою, тісно пов'язує їх між собою;
- робить можливим життя на суші, відновлює на ній запаси прісних вод;
- опади очищують повітря.

8. Охарактеризуйте тумани охолодження.

У природних умовах є переважаючими.

- 1) Радіаційні тумани: земна поверхня охолоджується, втрачаючи тепло шляхом випромінювання радіації, а від неї охолоджується і прилегле повітря.

- Приземні: виникають тихої ясної ночі над суходолом при наявності слабкого вітру, який розповсюджує охолодження повітря вгору до кількох десятків метрів. Мають плямисту структуру, формуються у балках, поблизу боліт. Після сходу Сонця випаровуються.
- Високі: виникають в холодний період року у стійких антициклонах: туман до висоти кількох сотень метрів, охоплює величезні площі і може зберігатись багато днів підряд.

2) Адвективні тумани: повітря охолоджується при його перенесенні з теплішої земної поверхні на холоднішу: з південних районів у північні, або взимку з теплого моря на охолоджений суходіл, або влітку з теплого суходолу на холодне море, або з теплих течій на холодні. У помірних широтах на суходолі бувають часто в кінці осені та взимку. На морі вони виникають частіше весною та влітку. Охоплюють величезні райони і розповсюджуються вгору на сотні метрів.

3) Адвективно-радіаційні: повітря охолоджується внаслідок дії двох причин.

9. Скільки відсотків гідросфери Землі складає прісна вода?

Близько 3 % гідросфери Землі складає прісна вода.

10. Визначте відносну вологість повітря у кімнаті при 19 °С, якщо при 9 °С утворюється роса

$$t = 19 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$t_d = 9 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Рішення:

Тиск насиченого пару визначаємо за таблицею:

За температури 9 °С – $E \approx 1,15$ кПа і це є фактичним паціальним тиском,

а за температури 19 °С тиск насиченої пари $E \approx 2,20$ кПа.

$$f = (e / E) \cdot 100 \% = (1,15 / 2,20) \cdot 100 = 52,3 \% \approx 52 \%$$

Відповідь: відносна вологість 52 %.

Контрольна робота № 5 (модульний контроль 5)

Контрольні питання за матеріалом тем № 5, 6 (модульний контроль 5)

1. Спектральний склад сонячної та земної радіації

Спектр випромінювання Сонця дуже широкий і його за довжиною хвиль поділяють на ряд ділянок. Випромінювання з довжиною хвилі $< 10^{-5}$ мкм – це гамма-промені, з довжиною хвилі від 10^{-5} до 10^{-2} мкм - це рентгенівське випромінювання. Усе це не теплова енергія і в метеорології не вивчається. Теплове випромінювання:

від 0,01 до 0,39 мкм – ультрафіолетова радіація;

від 0,39 до 0,76 мкм – видиме випромінювання, що створює освітлення;

від 0,76 до 3000 мкм – інфрачервона радіація (ІЧР).

Випромінювання з довжиною хвилі більше 0,3 – це радіохвилі.

Виділяють також близьку УФР (0,29-0,39 мкм) та близьку інфрачервону радіацію (0,76-2,4 мкм). В інтервалах довжин хвиль від 0,1 до 4 мкм є 99 % усієї енергії сонячної радіації. Усього лише 1 % енергії залишається на радіацію з меншими та довгими хвилями. Тому сонячну радіацію умовно називають короткохвильовою радіацією. Максимум випромінювання Сонця спостерігається за довжини хвилі 0,4738 мкм. Кількість енергії, що випромінюється Сонцем у різних ділянках спектра змінюється у великих межах.

2. «Сонячний вітер» - це...

«Сонячний вітер» - це потік заряджених часток (корпускул), що надходить до атмосфери Землі через 1-2 доби після спалахів на Сонці і характеризують його активність. Спалахи на Сонці призводять до виникнення магнітних бурь, полярних сьйв та інших геофізичних явищ в атмосфері Землі.

3. Охарактеризуйте енергію випромінювання Землі та атмосфери

Близько 99 % енергії випромінювання Землі та атмосфери припадає на інтервал довжини хвиль від 3 до 80 мкм – довгохвильове інфрачервоне випромінювання. Тобто Земля випромінює енергію у космос у вигляді тепла.

4. Сонячна стала – це...

Сонячна стала – це потік радіації, що надходить на верхню межу земної атмосфери за одиницю часу на одиничну перпендикулярну сонячним променям поверхню за середньої відстані від Землі до Сонця.

Міжнародна комісія з радіації рекомендувала стандартне значення

$$I^0 = 1,98 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{хв}) = 1382 \text{ Вт}/\text{м}^2 = 1,38 \text{ кВт}/\text{м}^2$$

5. Пряма сонячна радіація – це...

Пряма сонячна радіація – це – частина сонячна радіація, яка надходить до поверхні Землі безпосередньо від диску Сонця у вигляді пучка паралельних променів.

6. Охарактеризуйте процес засвоєння сонячної радіації різними газами атмосфери.

Різні гази засвоюють радіацію різною мірою в різних ділянках спектра.

- азот і кисень засвоюють СР лише у дуже малих вузьких ділянках видимої частини спектра та в УФ.

- озон: в результаті його засвоєння до поверхні Землі не доходять промені коротші за 0,29 мкм, тобто озон засвоює всю далеку частину УФР. Це становить близько 4 % від сумарної енергії сонячного променя.

- вуглекислий газ добре засвоює сонячну радіацію в ІЧ- ділянці спектра. Але вміст його в атмосфері малий, тому і засвоєння сонячної радіації ним малопомітне.

- водяна пара, яка зосереджена в основному в нижній тропосфері, є основним газом, який засвоює ІЧР.

Сонячну радіацію засвоюють також хмари та різні домішки (особливо за сильного запилення атмосфери). У цілому в атмосфері засвоюється 15-20 % радіації, яка надходить від Сонця на верхню межу атмосфери.

7. Як ви розумієте розсіювання сонячної радіації. Які атмосферні явища воно зумовлює?

Розсіювання сонячної радіації – це часткове перетворення радіації в таку, що розповсюджується за всіма напрямками.

Радіація розсіюється в атмосфері, тому що вона є оптично неоднорідним середовищем.

Тим більше, в реальній атмосфері завжди є краплі, кристали льоду й солей, пил тощо.

Розсіювання тим більше, чим більше міститься у повітрі аерозолів.

Три явища, обумовлені розсіюванням СР в атмосфері, а саме блакитний колір неба, жовто-червоний колір небесних світил біля обрію та сутінки.

8. Сумарна сонячна радіація – це...

Сумарна сонячна радіація – це сума потоків прямої і розсіяної сонячної радіації, що надходить до горизонтальної ділянки земної поверхні.

9. Від чого залежить інтенсивність потоку прямої радіації?

Потік прямої радіації залежить від висоти Сонця над обрієм (найбільший опівдні і найменший у момент сходу та заходу Сонця).

Зменшують пряму радіацію і хмари (при дуже щільних шарах вона зовсім відсутня).

У річному ході найбільші значення прямої сонячної радіації спостерігаються в кінці весни, коли ще в атмосфері мало водяної пари, а найменші – в грудні, коли спостерігається найнижча висота Сонця.

10. Від чого залежить інтенсивність потоку розсіяної радіації?

Розсіяна радіація, як і пряма, збільшується при зростанні висоти Сонця.

Збільшується вона при зменшенні прозорості атмосфери (коли в атмосфері є багато різних домішок, то вони розсіюють більшу частину радіації).

Дуже розсіюють радіацію тонкі прозорі хмари верхнього ярусу та хмари, що освітлюються Сонцем збоку. Лише щільні суцільні хмари пропускають радіації менше, ніж за ясного неба.

11. Що таке альbedo? Його одиниці виміру.

Відношення кількості відбитої радіації до сумарної радіації називається *альbedo*, яке виражається в частках одиниці або у % і характеризує відбивну здатність різних ділянок земної поверхні

12. Від чого залежить альbedo земної поверхні? Наведіть приклади, за яких умов воно найбільше, за яких найменше.

Альbedo різних ділянок земної поверхні залежить від їх виду, кольору і вологості, стану рослинного покриву тощо. Має найбільші значення над свіжим сніговим покривом, найменше – над чорноземом та мілкими водоймами.

Альbedo водної поверхні дуже залежить від висоти Сонця: коли в zenіті, дорівнює 2 %, коли його висота 45° – 5 %, за висоти 50° – 35 %. Тому середні значення альbedo Світового океану змінюється від 6 % в екватор. широтах до 15–20 % у високих.

13. Що називається діяльною поверхнею Землі?

Усі природні поверхні та штучні споруди, які засвоюють і випромінюють радіацію, називають діяльною (діючою) поверхнею.

14. Охарактеризуйте власне випромінювання земної поверхні.

Земну радіацію називають власним випромінюванням земної поверхні (ВВЗП) - E_3 .

Середнє ВВЗП - $E_3 = 0,42 \text{ кВт/м}^2$. Цей потік спостерігається і вдень і вночі. Вдень t вища, то ВВЗП більше.

Температура земної поверхні змінюється в межах 190-350 К. При таких температурах уся випромінювана радіація в межах довжини хвиль 4-120 мкм (max 10-15 мкм). Отже, власне випромінювання Землі інфрачервоне і наше око його не сприймає.

15. Що таке вікно прозорості атмосфери?

Вікно прозорості атмосфери – діапазон ІЧ-хвиль, що не засвоюється газами атмосфери - 8,5-12 мкм.

16. Які атмосферні гази в найбільшій мірі засвоюють і випромінюють радіацію. В якому діапазоні хвиль випромінює атмосфера?

Енергію випромінюють лише ті гази, які її засвоюють: в основному водяна пара, CO_2 , O_3 , CH_4 тощо. Найширші і найінтенсивніші смуги засвоєння в ІЧ-спектрі в атмосфері має водяна пара, крім довжини хвиль у межах 8,5-12 мкм.

Засвоївши майже всю земну радіацію та частину сонячної радіації, атмосфера сама випромінює довгохвильову радіацію тієї ж довжини хвиль. Близько 1/3 - спрямовано вгору, а решта до земної поверхні і називається зустрічним випромінюванням атмосфери E_A . Це випромінювання земна поверхня засвоює майже повністю.

17. Що таке зустрічне випромінювання атмосфери?

Зустрічне випромінювання атмосфери (E_A) – це потік ІЧ-випромінювання Землі, що атмосфера засвоює і повертає назад до земної поверхні.

18. Що таке ефективне випромінювання Землі? Від яких факторів воно залежить?

Ефективне випромінювання Землі - різниця між власним випромінюванням Землі й зустрічним випромінюванням атмосфери; це фактична втрата тепла земною поверхнею шляхом випромінювання. Ще називають балансом довгохвильової радіації (ВД).

зі $\uparrow t$ діяльної поверхні - $E_{\text{еф}} \uparrow$

зі $\downarrow t$ і \uparrow вмісту водяної пари в А. – $E_{\text{еф}} \downarrow$

Чим більша хмарність, тим менше $E_{\text{еф}}$.

Зустрічне випромінювання атмосфери завжди менше власного випромінювання Землі. Тому земна поверхня завжди втрачає довгохвильову радіацію.

19. Опишіть парниковий ефект в атмосфері. Які ви знаєте основні парникові гази?

Водяна пара, вуглекислий газ, озон, метан та деякі інші газові складові атмосфери.

засвоюють основну частку випромінювання землі і випромінюють довгохвильову радіацію до земної поверхні. У той же час атмосфера мало зменшує надходження сонячної радіації до земної поверхні. Цей вплив атмосфери. на тепловий режим земної поверхні називається парниковим (оранжерейним) ефектом. Якби Земля не мала атмосфери то середня температура земної поверхні була б не 15^0 C , а близько -23^0 C

20. Від чого залежить величина радіаційного балансу земної поверхні?

Величина радіаційного балансу змінюється залежно від широти, виду та стану діяльної поверхні, пори року і часу доби, погодних умов.

21. Охарактеризуйте вираз «Земля знаходиться в стані променистої (радіаційної)

рівноваги».

Земля разом з атмосферою втрачає стільки ж радіації, скільки й одержує, тобто знаходиться в стані променистої (радіаційної) рівноваги.

22. Охарактеризуйте шляхи теплообміну земної поверхні з атмосферою.

Радіаційний теплообмін – випромінювання і поглинання довгохвильової (теплової) радіації.

Молекулярна теплопровідність – зумовлює обмін теплом між повітрям і діяльною поверхнею, що безпосередньо контактують. Потік тепла завжди спрямований від теплішого тіла до холоднішого.

Турбулентне перемішування. Вихори у повітрі сприяють інтенсивному перемішуванню шарів А. і вирівнюванню її властивостей. Це збільшує потік тепла від земної поверхні в А. і навпаки.

Теплова конвекція – упорядковане перенесення окремих об'ємів повітря у вертикальному напрямку, що виникає під впливом сильного перегріву приземного шару повітря.

Випаровування вологи з поверхні діяльного шару і наступна конденсація (сублімація) водяної пари в А. - процеси що проходять відповідно з поглинанням і виділенням енергії (тепла).

23. Термодинаміка атмосфери – це...

Термодинаміка атмосфери – це – розділ метеорології, що досліджує атмосферні термодинамічні системи (греч. «термо» - тепло, «динамик» - сила) і перетворення енергії, пов'язані з фазовими перетвореннями води.

24. Адіабатичні процеси – це...

Адіабатичні процеси – це процеси, які відбуваються без обміну теплом з навколишнім середовищем.

25. Охарактеризуйте сухоадіабатичні зміни температури повітря з висотою.

Якщо деякий об'єм повітря переноситься вгору, то він потрапляє в шари з меншим атм. тиском і розширюється. На роботу розширення витрачається внутрішня енергія об'єму повітря, яка пропорційна його t° . Тому t° повітря \downarrow .

При опусканні повітря потрапляє в шари з більшим атм. тиском, воно стискається, робота зовнішніх сил переходить до внутрішньої енергії об'єму повітря і його $t^\circ \uparrow$, тобто \uparrow швидкість руху молекул.

26. Що таке сухоадіабатичний градієнт, чому дорівнює його значення?

t° повітря на кожні 100 м висоти адіабатично змінюється \sim на 1°C : при піднесенні $t^\circ \downarrow$, при опусканні – $t^\circ \uparrow$.

Ця зміна називається сухоадіабатичним градієнтом: $\gamma_a = 1^\circ\text{C}$.

27. Охарактеризуйте вологоадіабатичні зміни температури повітря з висотою.

Коли ненасичене водяною парою повітря підноситься вгору і адіабатично охолоджується, то на якійсь висоті (рівні конденсації) воно стає насиченим.

При конденсації водяної пари виділяється приховане тепло, яке було витрачене на випаровування води.

Це величезна кількість тепла – $2501 \cdot 103$ Дж/кг.

Отже t° повітря \downarrow при його піднесенні за вологоадіабатичним градієнтом: звільнене тепло затримує її зниження тим більше, чим більше вологи в повітрі в стані насичення, а це залежить від t° .

28. Що таке вологоадіабатичний градієнт, чому дорівнює і від чого залежить його значення?

$\downarrow t^\circ$ насиченого повітря при його піднесенні на кожні 100 м називається вологоадіабатичним градієнтом γ_a' .

Ця величина змінна. Так, при атм. тиску 1000 гПа повітря охолоджується при:

$t^\circ = 0^\circ\text{C}$ на $\gamma_a' = 0,66^\circ\text{C}$,

$t^\circ = 20^\circ\text{C}$ на $\gamma_a' = 0,44^\circ\text{C}$,

$t^\circ = -20^\circ\text{C}$ на $\gamma_a' = 0,88^\circ\text{C}$.

Для наближених розрахунків $\gamma_a' = 0,5^\circ\text{C}$

29. Чому для наближених розрахунків температури повітря, яке опускається, завжди можна брати сухоадіабатичний градієнт?

Якщо у повітрі, яке опускається, вже немає крапель та кристалів, то воно буде нагріватись за сухоадіабатичним градієнтом, тобто на $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Якщо у повітрі є крапельки і кристалики, то при опусканні повітря і його нагріванні, вони будуть випаровуватись (з витратою тепла), що буде затримувати підвищення t° .

Доки вся вода не випариться t° буде \uparrow за вологоадіабатичним градієнтом, тобто настільки, наскільки б вона \downarrow при піднесенні насиченого повітря при тій же t° і атм.тиску.

Оскільки при опусканні повітря вода випаровується дуже швидко, то для наближених розрахунків t° повітря, яке опускається, завжди можна брати сухоадіабатичний градієнт.

30. Який процес називається псевдоадіабатичним?

Коли ненасичене повітря \uparrow вгору і не досягнувши рівня конденсації \downarrow вниз, то його t° повернеться до початкової величини, вона не зміниться.

Коли повітря досягнувши рівня конденсації продовжує \uparrow , то його t° \downarrow за вологоадіабатичним градієнтом і з повітря випадають опади. Якщо в подальшому це повітря \downarrow до початкового рівня, то його t° виявиться вищою, ніж була на початку процесу. У повітрі відбулись незворотні зміни. Такий процес називається псевдоадіабатичним.

31. Стратифікація атмосфери – це...

Стратифікація атмосфери – це розподіл t° повітря на різних висотах.

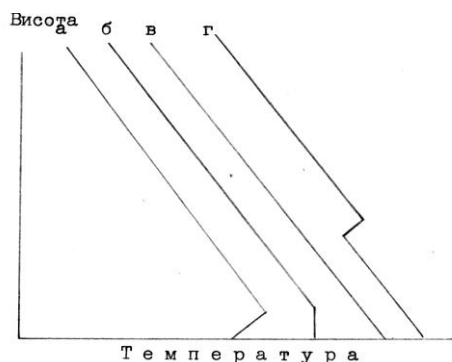
32. Що таке вертикальний температурний градієнт?

Розподіл t° повітря на різних висотах можна прослідити за кривою стратифікації або за величиною вертикального температурного градієнта (γ), який показує зміни t° на кожні 100 м висоти.

33. Температурні інверсії – це...

Температурні інверсії (лат. *inversio* – перевертання, перестановка) – це збільшення t° з висотою у деякому шарі атмосфери замість звичайного зниження.

34. Зобразіть кривими стратифікації та поясніть відмінності різних типів розподілу температури повітря з висотою: нормальний стан тропосфери, приземна інверсія, висотна інверсія, ізотермія.



Типи розподілу t° повітря з висотою (криві стратифікації):

- а – приземна інверсія,
- б – ізотермія,
- в – нормальний стан тропосфери,
- г – висотна інверсія

35. Чому температурні інверсії є небезпечним фактором забруднення атмосфери?

Інверсійні шари перешкоджають розвитку висхідних течій повітря і тому є особливо небезпечним фактором забруднення атмосфери: перешкоджає розсіюванню забруднюючих речовин.

36. Якими параметрами характеризуються температурні інверсії в атмосфері.

Інверсії характеризуються:

- висотою нижньої межі інверсійного шару,
- його товщиною,
- різницею t° на верхній і нижній межі шару.

37. Охарактеризуйте приземні (піднесені) інверсії, їх різновиди.

- починаються відразу від діяльної поверхні;

- за причинами виникнення поділяються на радіаційні та адвективні.

Радіаційні інверсії виникають внаслідок нічного радіаційного охолодження земної поверхні та прилеглого шару повітря; найбільше виражені вранці. Після сходу Сонця земна поверхня нагрівається і інверсія зникає. Товщина інверсійного шару залежить від тривалості охолодження і змінюється в межах від 10 до 400 м.

Адвективні інверсії утворюються при адвекції теплого повітря на холодну підстильну поверхню. Товщина шару таких інверсій може досягати 1 км, а утримуватись вони можуть кілька днів.

38. Як висотні інверсії класифікуються за умовами утворення?

За умовами утворення поділяються на:

- антициклонічні або інверсії стиснення (більшість),
- фронтальні,
- динамічні,
- інверсії турбулентності або інверсії тертя.

39. Охарактеризуйте антициклонічні інверсії (інверсії стиснення).

В антициклонах наявні низхідні рухи повітря, яке, коли осідає з вищих шарів А. у нижчі, стискається. Його $t^{\circ} \uparrow$ на 1°C на кожні 100 м опускання. Найчастіше утворюються на висоті 1-2 км і шар інверсії може досягати товщини 1500 м.

40. Охарактеризуйте фронтальні інверсії.

Спостерігаються всередині зони атмосферного фронту при переході з нижче розташованої холодної повітряної маси до теплої, яка лежить над холодною. Чим далі від лінії фронту розташований пункт спостереження, тим вище починається інверсійний шар повітря.

41. Охарактеризуйте динамічні інверсії.

- виникають у шарах А. з максимальною швидкістю вітру.
- Повітряна течія, що має найбільшу швидкість втягує повітря з вище і нижче розташованих шарів. У результаті на верхньому рівні шару з найбільшою швидкістю виникають низхідні рухи, а нижче – висхідні.
- Повітря, яке осідає адиабатично нагрівається на 1°C на кожні 100 м опускання, а повітря, що піднімається охолоджується на 1°C на кожні 100 м.

42. Охарактеризуйте інверсії турбулентності.

- формуються на висоті кількох сотень метрів,
- товщина не перевищує кількох десятків метрів.
- спостерігається в тому випадку, коли в приземному шарі спостерігається велике турбулентне переміщення повітря, а над цим шаром є шар різкого зменшення турбулентності. У турбулентному шарі охолодження повітря розповсюджується угору і температура на його верхній межі стає нижчою, ніж у шарі слабкої турбулентності.

43. Охарактеризуйте кліматичну систему.

Атмосфера, як одна із оболонок Землі як планети, не ізольована від інших. Взаємодію всіх оболонок планети розглядають у кліматичній системі. Кліматична система включає атмосферу, гідросферу, літосферу, кріосферу та біосферу.

44. Радіаційні фактори формування клімату

Фізичною основою формування клімату є сонячна радіація. Найменше сумарної радіації надходить до земної поверхні в Атлантико-Європейському секторі Арктики. Найбільша сумарна радіація спостерігається в тропічних пустелях земної кулі та поблизу екватора в Тихому океані.

Однак основною характеристикою радіаційного режиму є радіаційний баланс земної поверхні, оскільки він враховує усі надходження та втрати радіаційного тепла. Найбільші величини радіаційного балансу спостерігаються у середині тропічних широт океанів і перевищують 5000 МДж/м^2 . В центральних районах Арктики радіаційний баланс близько 0, а на острові Гренландія близько $-100-150 \text{ МДж/м}^2$.

Отже, надходження сонячного тепла залежить у першу чергу від широти місцевості. Тому радіаційні чинники клімату лежать в основі кліматичної поясності Землі.

45. Циркуляційні фактори клімату

Циркуляція атмосфери включає формування повітряних мас, їх перенесення та трансформацію, циклонічну діяльність, фронтальну діяльність. Циркуляція атмосфери ускладнює схему широтної зміни клімату. Завдяки особливостям циркуляції на одній і тій же широті на західних і східних берегах континентів формуються зовсім різні кліматичні умови. Наприклад, тепла зима південної Франції і суворя зима Приамур'я, сухе літо Сицилії і дощове літо Японії.

46. Пасати

У тропічних широтах горизонтальні баричні градієнти в обох півкулях спрямовані від субтропічних поясів високого тиску до екваторіального поясу низького тиску. Тому геострофічний вітер тут має східний напрямок і охоплює усю тропічну зону. У приземному шарі повітря під дією сил тертя вітер відхиляється від ізобар на деякий кут у бік низького тиску і в північній півкулі набуває північно-східного напрямку, а в південній – південно-східного. Ці вітри називаються пасатами.

Пасати – стійкі вітри, вони майже не змінюють свого напрямку протягом року. Швидкість вітру поблизу поверхні Землі в зоні пасатів близько 5-7 м/с на суходолі, та 8-10 м/с над океаном. Товщина пасатного потоку повітря на початку руху становить 2-4 км і збільшується у напрямку до екватора. Над цим пасатним потоком панують східні вітри.

47. Пасатна інверсія

У зоні пасатів з океанів випаровується величезна кількість води. У тропічному поясі опадів випадає мало, тому що на висоті 1-2 км спостерігається **пасатна інверсія** або інверсія стиснення повітря в антициклонах. Це перешкоджає розвитку висхідних рухів повітря і тому вся волога зосереджена в шарі повітря до висоти 1-2 км і вся вона переноситься в зону екватора. З наближенням до екватора пасатна інверсія зникає і розвивається інтенсивна конвекція і, як результат, - тут випадає велика кількість опадів.

48. Мусони

Мусони (від араб. „маусім” – пора року) – це стійкі сезонні повітряні течії загальної циркуляції атмосфери з різкою зміною переважаючого напрямку вітру на протилежний від зими до літа та від літа до зими. Класичним районом тропічних мусонів є басейн Індійського океану. Взимку переноситься сухе континентальне повітря з материків на океани, а влітку з океанів на материки переноситься тепле вологе екваторіальне повітря. Це призводить до формування особливого режиму погоди та клімату тропічних мусонів. Типовими є дощовий сезон, що збігається з літнім мусоном, а також сухий сезон, що збігається з зимовим мусоном.

49. Основні властивості підстильної поверхні, які впливають на клімат

Водна поверхня та суходіл нагріваються й охолоджуються не однаково. На суходолі тепло вглиб передається внаслідок молекулярної теплопровідності. У товщі води тепло передається завдяки турбулентній теплопровідності, тобто поверхневі шари води перемішуються і одержане тепло розподіляється на велику товщу води.

Водна поверхня та суходіл мають також різну теплоємність: теплоємність води у 3-4 рази більша, ніж теплоємність ґрунту.

Ці поверхні також неоднаково засвоюють сонячну радіацію. У товщу води промені проникають на значну глибину і енергія променя засвоюється поступово.

Взагалі вода засвоює сонячного тепла більше, ніж суходіл, оскільки альbedo води менше (на 10-20 % менше від альbedo суходолу без снігового покриву).

Ефективне випромінювання води значно менше, ніж суходолу через нижчу температуру водної поверхні та більший вміст водяної пари в атмосфері.

Над океаном повітряні маси переважно зволожуються, оскільки близько 90% радіаційного балансу витрачається на випаровування води. Над суходолом повітря в основному втрачає вологу і нагрівається влітку та вихолоджується зимою.

Нарешті, водна поверхня гладенька у порівнянні з суходолом, на якому виділяються будинки, ліси та підвищення рельєфу різного масштабу. Тому у відкритому океані середня швидкість вітру у 2-3 рази більша, ніж на суходолі.

8. Особливості морського та континентального кліматів

Мінімальні і максимальні місячні температури у морському кліматі запізнюються на один місяць. Отже, весна в океанічних кліматах холодніша, ніж осінь. В умовах континентального клімату весна тепліша, ніж осінь, особливо в районах з малим сніговим покривом, оскільки на його танення потрібне тепло, що певною мірою затримує підвищення температури. Середні річні температури також різко відрізняються, а річна амплітуда температури в морському кліматі в 6,5 разів менша.

В умовах морського клімату більша хмарність і спостерігається більше туманів, особливо влітку, тому й менше сонячних днів.

У морському кліматі випадає більше атмосферних опадів (близько 1270 мм), ніж в континентальному (800 мм). найбільша хмарність та опади спостерігаються поблизу східних берегів материків. У помірних широтах навпаки, на західних узбережжях.

50. Клімат вічного морозу

Цей тип клімату існує у високих широтах на льодяних плато Антарктиди, Гренландії (крім вузької смуги на заході, півдні та сході узбережжя), Землі Франца-Йосипа, північної частини Нової Землі, Північної Землі. Клімат тут суворий, найтепліший місяць має середню температуру нижче 0°C , на плато Гренландії близько -15°C , а в Антарктиді -30°C .

51. Клімат тундри.

Ця зона займає північну частину Північної Америки, Євразії та багато островів Арктики. Південною межею тундри вважають північну межу лісотундри. Ліси наближають до тундри не суцільними масивами, а у вигляді рідколісся, яке й називається лісотундрою. Ця межа співпадає з ізотермою $10-12^{\circ}\text{C}$ найтеплішого місяця року. У тундрі розповсюджена вічна мерзлота великої товщини.

52. Клімат тайги.

У північній півкулі тайга займає величезні площі, а у південній на рівнинах не зустрічається. Південна межа тайги у Північній Америці проходить близько 50° пн. ш. У Євразії тайга займає Скандинавський півострів (крім півдня), далі південна межа проходить вздовж лінії Санкт-Петербург-Нижній Новгород-Єкатеринбург, Західний Сибір (крім півдня), Східний Сибір (крім середнього Амуру й Уссурійського краю), Камчатка, Сахалін (крім півдня).

Континентальність та суворість клімату тайги у Євразії збільшується на схід. У тайзі Північної Америки середня температура січня місцями нижче $-28-30^{\circ}\text{C}$, абсолютний мінімум знижується до -64°C . Ще суворіші зими у тайзі Східного Сибіру. Тут середня температура січня $-50, 1^{\circ}\text{C}$, абсолютний мінімум -70°C .

При дуже низьких температурах спостерігаються дивовижні явища. І.Д. Черський описує шелест, який появляється при температурі -48°C і нижчій. Коли людина зупиняється і прислухається, то шелест зникає. Цей шелест створюється кристаликами льоду, які утворюються при сублімації водяної пари, яку видихає людина разом з повітрям. Це ніби шелест зерна при пересипанні, чи шелест мітли при підмітанні вулиці.

Літо в тайзі досить тепле. Середня температура липня на північній межі зони $10-12^{\circ}\text{C}$, на південній $18-20^{\circ}\text{C}$. В Якутську температура липня 19°C , це вище, ніж у Москві, яка розташована на 6° південніше. Опадів у тайзі випадає у межах 600-300 мм зі зменшенням на схід. Умови сприятливі для рослинності. Вічна мерзлота на півдні зони переважно острівного розповсюдження.

53. Клімат листяних лісів помірної зони.

У Північній Америці ці ліси займають територію південніше 50° пн. ш. і східніше 100° зх. д. за винятком південно-східної частини, далі Ірландія, Англія, південь Скандинавського півострова, Східна Європа на південь від тайги, південь Західного Сибіру, у Південній Америці у нижній течії річки Парана та за течією річки Уругвай, південний схід Австралії, Нова Зеландія. До цієї зони Л.С.Берг включає й лісостеп. Температура найтеплішого місяця не перевищує 22° . Річна кількість атмосферних опадів переважно 500-600 мм, місцями до 1000 мм. У Західній Європі переважають букові ліси, у східній – дубові.

54. Клімат степів

Степи поділяють на дві групи. До першої групи належать степи помірних широт з холодною зимою. Це степи Європи, Середнього Поволжя, Передкавказзя, північного Казахстану, Забайкалля, Монголії, західних штатів Північної Америки. До другої групи відносять степи в тропічних і субтропічних широтах на периферії пустель з теплою зимою.

55. Середземноморський клімат.

Такий тип клімату спостерігається у басейні Середземного моря, на південному березі Криму, Чорноморському узбережжі Кавказу від Новоросійська до Туапсе, на тихоокеанському узбережжі штату Каліфорнія, узбережжі Чилі на південь від Сант-Яго, південному узбережжі Австралії та Африки.

Температура найхолоднішого місяця у середземноморському кліматі вище 0°C , найтеплішого $22-28^{\circ}$. Річна кількість атмосферних опадів від 300 до 1000 мм і більше залежно від рельєфу. Літо сухе, спекотне, опади випадають переважно зимою. Тут своєрідна рослинність: кипарис, лаврове дерево, магнолії тощо.

56. Мусонний клімат помірних широт.

Ця зона займає середню течію Амуру, Уссурійський край, південь Сахаліну, північну половину Японії, північну частину Кореї, Північно-Східний та Східний Китай. Влітку східні та південно-східні вітри переносять вологе повітря з океану. Зимою північно-західні вітри приносять із Сибіру морозне сухе повітря. Середня температура січня близько -20°C , сніговий покрив не високий. Середня температура липня $20-25^{\circ}\text{C}$. Атмосферні опади досягають 600-1000 мм. Переважна кількість опадів випадає влітку.

57. Клімат вологого субтропічного лісу.

Займає узбережжя Мексиканської затоки, південно-східні штати США, Болівію, Парагвай, південно-східну частину Бразилії, плоскогір'я Африки, південно-східне узбережжя Чорного моря, південне узбережжя Каспійського моря, на півночі Індії, Південний Китай, південна половина Японії і Кореї, північно-східне узбережжя Австралії. Середня температура найхолоднішого місяця не нижче 2°C , найтеплішого $25-30^{\circ}\text{C}$. Літо спекотне, сире. Кількість атмосферних опадів перевищує 1000 мм. Найбільше опадів буває влітку. Тут розповсюджені широколистяні ліси з домішкою вічнозелених, зустрічаються ліани.

58. Клімат позатропічних пустель.

Це середньоазіатські пустелі та навколишні напівпустелі, Гобі, пустелі Північної Америки в середній течії р. Колорадо, у Південній Америці у східній Патагонії. Зима холодна. Середня температура найхолоднішого місяця в Середній Азії на півночі – 10°C , до 3°C на півдні, найтеплішого $28 - 32^{\circ}\text{C}$. Максимальна температура влітку досягає 50°C . Дуже сухо. Випадає менше 250-300 мм, місцями близько 80 мм. Часто бувають піщані бурі. Характерною рослинністю є полин, солянка, саксаул. При зрошенні вирощують бавовник, рис, баштанні тощо.

59. Клімат субтропічних пустель.

Це найсухіші пустелі земної кулі: Сахара, пустелі Аравії, Наміб, Атакама, Каліфорнійська та в нижній течії р. Колорадо, пустелі Австралії. Тут панує континентальне тропічне повітря. Середня температура найтеплішого місяця (крім берегових пустель) становить $32-38^{\circ}\text{C}$, а в нижній течії Колорадо 39°C . Абсолютний максимум температури повітря тут досягає 58°C . Середня температура найхолоднішого місяця ніде не опускається до 10°C . Кількість атмосферних опадів менше 250 мм, місцями менше 100 мм, а в окремих місцях 3-5 мм і протягом кількох років немає дощу. Опади бувають у вигляді злив. Характерні часті піщані бурі. Природна рослинність практично відсутня, або появляється часом після злив. В оазисах Сахари росте фінікова пальма.

60. Клімат саван.

Займає великі простори в Африці і Південній Америці, узбережжя Центральної Америки, західну частину о. Мадагаскар, Індостан південніше 22° пн. ш., Цейлон, Індокитай, північну частину Австралії, Гавайські острови. Це тропічний лісостеп земної кулі. Зимою тут панує сухе континентальне тропічне повітря, яке розповсюджується сюди пасатами. Влітку сюди переноситься вологе екваторіальне повітря у вигляді екваторіального мусону. Середня

температура найтеплішого місяця 25-30⁰ С, найхолоднішого не нижче 18⁰ С. Річна амплітуда температури повітря досягає 12⁰ С. Кількість атмосферних опадів близько 1000 мм, а на схилах гір більше 2000 мм. Майже всі вони випадають влітку. Характерна рослинність баобаб. Сухого періоду дерева скидають листя, але є й вічнозелені породи. Протягом вологого періоду розвивається буйна трав'яниста рослинність.

61. Клімат вологого тропічного лісу.

Це зона земної кулі вздовж екватора. У цьому типі клімату середня річна температура 24-30⁰ С. Річна амплітуда температури 1-6⁰ С. В річному ході температури два максимуми і два мінімуми. Максимуми у період весняного та осіннього рівнодення, а мінімуми – літнього та зимового сонцестояння. На річний хід температури дуже впливає хмарність та опади. Кількість атмосферних опадів досягає 3000 мм. Спостерігається два відносно дощові періоди під час рівнодення, але посушливого періоду немає. Опади мають зливовий характер з грозами і, як правило, спостерігаються в другу половину дня, коли найбільше розвивається конвекція.

Ростуть тут вічнозелені ліси з ліанами, пальма сагова і кокосова, банани, ананаси, дерево какао, хлібне, кофейне і хінне дерева, каучуконоси тощо.

62. Вплив людини на клімат: зрошення

Перш за все під впливом зрошення змінюються складові теплового балансу. Сумарна сонячна радіація однакова на усіх ділянках. Але альbedo піску в пустелі становить 25-35 %, а альbedo зрошеного поля з рослинами зменшується до 20 %. На зрошуваних полях різко зменшується ефективне випромінювання через значно нижчу температуру поверхні ґрунту й рослин, а також через більшу вологість приземного шару повітря. Це призводить до збільшення радіаційного балансу зрошеного поля.

63. Вплив людини на клімат: осушення

На осушених болотах радіаційний баланс вдень на 10-12 % більший, ніж на суходолі. Це пов'язано із зменшенням ефективного випромінювання добре розвиненим рослинним покривом. На цій ділянці витрати тепла на випаровування води становлять близько 80 % від радіаційного балансу у той же час як на суходолі 35-60 %.

Осушені торф'яники мають малу теплопровідність, тому разом з великими витратами тепла на випаровування дуже охолоджуються протягом ночі. Це призводить до того, що мінімальна температура вночі на торф'яниках на 3-4⁰ С нижча, ніж на суходолі і тому збільшуються добові амплітуди температури..

Через збільшення імовірності приморозків на осушених ділянках зменшується тривалість безпомозного періоду. На слабо осушених мінералізованих болотах безморозний період скорочується на 7 днів. На добре осушених болотах після збирання врожаю, коли немає рослинного покриву, можуть виникати пилові бурі місцевого масштабу, яких до осушення не могло бути.

64. Вплив людини на клімат: будівництво ставків та водосховищ

Під впливом ставків та водосховищ мікроклімат змінюється над самими водоймами та в досить вузькій зоні узбережжя. Радіаційний баланс водної поверхні збільшується до 30 %. Збільшуються витрати тепла на випаровування. У зоні достатнього зволоження річна амплітуда температури майже не змінюється. Влітку та восени над водоймами дещо тепліше, весною холодніше.

Найбільші зміни спостерігаються на підвітряному березі. Вплив водосховищ нівелюється пропорційно логарифму відстані від берега.

Ставки – це дуже малі водосховища. Тому вплив цих водойм помітний лише на відстані десятків метрів.

65. Вплив людини на клімат: створення полезахисних лісових смуг

Лісові смуги зменшують швидкість вітру на полях і завдяки цьому сніг не здувається з полів, зменшується видування поверхневого шару ґрунту та стікання води з полів. Усе це сприяє покращенню водного та термічного режиму на полях.

На полях з лісосмугами весь сніг залишається на місці. Тому весною після танення снігу запаси продуктивної вологи в ґрунті на цих полях на 40-50 мм більші, ніж на полях без лісосмуг. Це сприяє значному підвищенню врожайності сільськогосподарських культур.

Лісосмуги сприяють ефективному використанні вологи з ґрунту. Внаслідок зменшення швидкості вітру зменшується турбулентне перемішування повітря і у зв'язку з цим зменшується випаровування води рослинами, відносна вологість повітря між рослинами на 10-15 % більша, ніж на відкритих полях. У той же час зменшується кількість днів із суховіями та зменшується інтенсивність пилових бур.

66. Вплив людини на клімат: затримання снігу на полях

Цей засіб ефективний у разі відсутності полезахисних лісових смуг. Для затримання снігу на полях використовують різні щити, огорожі, куліси, ряди високостебельних рослин (кукурудза, соняшник тощо). Використовують і сам сніг, коли за допомогою снігорозорювачів створюють вали із снігу, які затримують свіжовипавший сніг.

Експериментально встановлено, що в умовах України ряди високостебельних рослин слід залишати на зиму через кожні 11-14 м. На такому полі середня висота снігового покриву становить 41 см, а на полі без снігозатримання – усього 12 см. Це створює сприятливий температурний режим ґрунту. Мінімальна температура на глибині вузла куціння рослин (3 см) не опускається нижче -15°C , а на полях без затримання снігу вона удвічі нижча. Глибина промерзання ґрунту також втричі менша.

Крім того, весною після танення снігу запаси продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту на полі з затриманням снігу на 50 мм більші. Це дає можливість рослинам випаровувати більше вологи. В результаті мікроклімат поля із затриманням снігу протягом весняно-літнього періоду помітно відрізняється.

67. Вплив людини на клімат: зміна газового складу атмосфери

Це найпотужніший чинник глобальної зміни клімату, оскільки іде мова про парникові гази. Головним парниковим газом є водяна пара, але людина поки що помітно не впливає на її вміст в атмосфері. Головну увагу вчені звертають на збільшення вмісту в атмосфері вуглекислого газу та метану. Взагалі вважається, що за рахунок промислових викидів кількість вуглекислого газу в атмосфері за останні 100 років збільшилась на 35 %. При цьому температура земної кулі підвищилась уже на $0,5^{\circ}\text{C}$. При подальшому прогнозованому його збільшенні температура земної кулі на кінець 21 ст. може підвищитись на $1,5-2,5^{\circ}\text{C}$. Це середнє для земної кулі підвищення температури. Але найбільше підвищення очікується у високих широтах. Тут воно може бути удвічі-втричі більшим від середнього. Це може мати великі екологічні наслідки. Слід відмітити, що є вчені, які заперечують однозначний великий вплив збільшення вмісту CO_2 в атмосфері на підвищення її температури. Це підтверджується тим, що у другу половину голоцену була дуже мала залежність зміни температури від природного коливання вмісту CO_2 в атмосфері. Правда, це може бути наслідком неточності наших знань про коливання вмісту CO_2 в атмосфері за останні тисячі років, які ми отримуємо із складу повітря у бульбашках великих товщ криги в Арктиці та Антарктиді. Крім того, на початку 30-х років температура повітря уже підвищувалась на $0,6^{\circ}\text{C}$, хоч значного збільшення вмісту вуглекислого газу тоді ще не було, а після цього температура повітря знову знижувалась.

68. Вплив людини на клімат: збільшення вмісту аерозолів

16 % домішок в атмосфері є аерозолями антропогенного походження. Це є наслідком інтенсивного розвитку техніки та енергетики, особливо протягом останніх 5-6 десятиліть років.

Вплив атмосферного аерозолію на клімат дуже складний і неоднозначний. Він залежить від концентрації домішок, їх кольору, розподілу у різних шарах атмосфери та розмірів часток. За оцінками вчених, аерозолі у стратосфері складаються з крапельок сірчаної кислоти природного і антропогенного походження. Воно й не дивно, оскільки за оцінками ООН людство щороку викидає в атмосферу 110 млн тонн оксиду сірки, який є основою формування кислотних дощів, 70 млн тонн оксиду азоту – складова смогу, 180 млн тонн оксиду вуглецю, 70 млн тонн отруйних газів, 700 тисяч тонн фреонів, 500 тисяч тонн свинцю, 100 тисяч тонн різних токсичних хімічних сполук, 10 тисяч тонн ртуті тощо. Усі ці викиди в атмосфері утворюють найрізноманітніші сполуки.

За оцінками вчених, домішки в атмосфері зменшують прозорість атмосфери і зменшують надходження сонячної радіації до земної поверхні. Тому дрібні домішки з діаметром $0,05-1,3$ мкм, які зосереджені у стратосфері, можуть призвести до зниження температури поблизу

поверхні Землі на $0,6^0$ С. Отже, для точної кількісної оцінки ролі антропогенних аерозолів у формуванні клімату ще потрібні дослідження. На сьогодні вони зменшують парниковий ефект і захищають Землю від глобального потепління.

69. Вплив людини на клімат: збільшення виробництва промислової енергії

Людство постійно збільшує виробництво промислової енергії. Темпи цього зростання становлять 3-5 % щорічно. Вся промислова енергія врешті решт перетворюється на тепло. Основна частина цього тепла є додатковим джерелом підвищення температури нашої планети. Зараз кількість цього додаткового тепла ще мала, близько $0,42$ МДж/м² щороку, що становить 0,01 % від сонячної радіації. Це додаткове тепло може підвищити середню температуру повітря біля земної поверхні лише на $0,01^0$ С. Враховуючи високі темпи зростання виробництва промислової енергії, можна довести, що через 100 років зростання додаткового тепла може досягати $4,2$ МДж/м² щороку, що складає близько 1 % засвоєної сонячної радіації. Цього тепла може бути достатньо для істотного танення криги на поверхні Землі. Зменшення площі крижаного покриву призводить до зменшення альбедо Землі і до подальшого підвищення температури, особливо у високих широтах.

Розробник:
доцент кафедри охорони праці
та техногенно-екологічної безпеки
к.т.н., доц.

М.В. Сарапіна