

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Національний аерокосмічний університет ім. М. Є. Жуковського
«Харківський авіаційний інститут»

С. О. Зубкович

МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Харків «ХАІ» 2020

УДК 551.5
3-91

Рецензенти: канд. геогр. наук, доц. С. І. Решетченко,
канд. геогр. наук, доц. Т. Г. Ткаченко

Зубкович, С. О.

3-91 Метеорологія та кліматологія [Текст] : консп. лекцій /
С. О. Зубкович. – Харків : Нац. аерокосм. ун-т
ім. М. Є. Жуковського «Харків. авіац. ін-т», 2020. – 40 с.

ISBN 978-966-662-786-8

Подано теоретичний матеріал з курсу «Метеорологія та кліматологія». Викладено основні фізичні поняття чинників атмосфери, складові сонячного балансу, тепловий режим ґрунту та атмосфери, характеристики вологості. Розглянуто основні процеси утворення хмар і небезпечних явищ, розподіл кліматичних характеристик.

Для студентів закладів вищої освіти екологічних спеціальностей та космічного моніторингу, що вивчають дисципліну «Метеорологія та кліматологія».

Іл. 7. Бібліогр.: 13 назв

УДК 551.5

ISBN 978-966-662-786-8

© Зубкович С. О., 2020
© Національний аерокосмічний
університет ім. М. Є. Жуковського
«Харківський авіаційний інститут», 2020

ВСТУП

Повітряна оболонка, яка оточує Землю, – атмосфера («атмос» – повітря). Наука, яка вивчає атмосферу і явища, що відбуваються в ній, називається **метеорологією** («метос» – той, що літає в повітрі).

Таким чином, предмет вивчення метеорології – атмосфера, її будова і склад, властивості та процеси і явища, які в ній відбуваються.

Метеорологія поділяється на декілька розділів:

- *Фізика атмосфери* – вивчає фізичні закономірності атмосферних процесів і явищ.
- *Хімія атмосфери* – вивчає хімічний склад атмосфери та його змінення.
- *Синоптична метеорологія* – вивчає процеси, що зумовлюють погоду та її змінення, прогнозує погоду.
- *Агрометеорологія* (сільськогосподарська (с/г) метеорологія) – вивчає вплив погодних умов на с/г.
- *Кліматологія* та ін.

У курсі найбільшу увагу приділяють саме фізичним процесам, тому інша назва дисципліни – *фізика атмосфери*.

Завдання фізики атмосфери:

- забезпечення народного господарства інформацією;
- прогнозування умов погоди;
- розроблення та вдосконалення методів впливу на атмосферні явища та процеси.

Однак, впливаючи на ці процеси, людям треба пам'ятати один із найважливіших екологічних законів і принципів: «Природа знає краще!», щоб не сталося того, що відбувається зараз з гідросферою (Арал) і літосферою (осушення боліт, пустоти в ґрунті), на які впливала і впливає людина.

Процеси, що відбуваються в атмосфері, виникають в основному під впливом Сонця та земної поверхні, їх взаємообміну енергією. Це – кругообіг тепла, сонячної радіації, вологи, газів, оптичні, електричні, звукові явища та ін.

Фізика атмосфери пов'язана з великою кількістю інших наук: географія, геофізика, фізика, хімія, екологія, гідрологія, океанологія та ін.

Метеорологія має велике значення для народного господарства (н/г) і життя будь-якої людини. Майже кожна галузь н/г залежить від метеорології: медицина, будівництво, авіація, транспорт, комунальне господарство, с/г і т. д. Тому людина вже з давніх часів почала спостерігати за погодою, робити висновки. Ще давні єгиптяни слідували

за погодними умовами та рівнем води у Нилі. В російських літописах багато уваги приділяється описам погоди і стихійних явищ.

Поняття про погоду, клімат

Величини, що характеризують стан атмосфери і процеси, які в ній відбуваються, називають *метеовеличинами* (метеопараметри, елементи).

Результат взаємодії різних процесів, що відбуваються в атмосфері, – це *атмосферні явища*.

Сукупність атмосферних явищ і метеовеличин за визначений проміжок часу – погода.

Клімат – це середній за багато років для певної місцевості режим погоди.

Метеорологічні величини

1. *Температура* – характеризує тепловий стан атмосфери.

За міжнародною системою температуру вимірюють в градусах Цельсія ($^{\circ}\text{C}$). Існують такі шкали:

- Кельвіна:
 $T\text{ }^{\circ}\text{K} = 273,15 + t\text{ }^{\circ}\text{C}$; $t\text{ }^{\circ}\text{C} = T\text{ }^{\circ}\text{K} - 273,15$.
Наприклад: $300\text{ }^{\circ}\text{K} = 300\text{ }^{\circ} - 273,15 = 26,85\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- Реомюра: $tR = 5/4\text{ }^{\circ}\text{C}$; $t\text{ }^{\circ}\text{C} = 4/5 R$;
- Фаренгейта: $tF = 5/9\text{ }^{\circ}\text{C}$; $t\text{ }^{\circ}\text{C} = 9/5 F$.

Шкалу Фаренгейта найчастіше використовують в США.

Наприклад, $50\text{ }^{\circ}\text{F} = 50 \cdot 5/9\text{ }^{\circ}\text{C} = 27,7\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Температуру повітря на метеорологічних станціях (м/с) вимірюють на стандартній висоті 2 метри у психрометричній будці, а також на різних висотах для різних спостережень.

2. *Атмосферний тиск* – це тиск, який чинить стовпчик повітря з одиничним перетином, якщо він сягає від земної поверхні до верхньої межі атмосфери (P).

Вимірюють у міліметрах ртутного стовпчика (мм рт. ст.).

Нормальний атмосферний тиск – тиск у 760 мм рт. ст., який має атмосфера при $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ на широті 45° на рівні моря.

Часто атмосферний тиск вимірюють у гПа: $1\text{ мм рт. ст.} = 1,33\text{ гПа}$;
 $1\text{ гПа} = 0,75\text{ мм рт. ст.}$

3. *Вологість повітря* – вміст водяної пари в повітрі. Основні характеристики вологості повітря: пружність водяної пари, відносна вологість, абсолютна вологість, дефіцит вологості, тиск насиченої пари, точка роси.

4. *Хмарність* – розрізняють за ярусами. Існує три яруси: верхній –

6...12 км; середній – 2...6 км; нижній – 0...2 км, а також хмари вертикального розвитку 0...12 км, які можуть розташовуватися в усіх ярусах одночасно.

Існують різні види і підвиди хмар, назва яким дається по-латині. Спостерігають за хмарами візуально та за допомогою приладу ИВО – 1М. Визначають висоту нижньої межі хмар (ВНМХ) і кількість – від 0 до 10 балів.

5. *Атмосферні опади* – усі види води у рідкому або твердому стані, яка випадає з хмар. Визначають якісно і кількісно.

За інтенсивністю випадіння – слабкі, помірні, сильні. За якістю – рідкі (дощ, мряка), тверді (сніг, град), змішані (мокрый сніг, сніг з дощем).

6. *Вітер* – горизонтальний рух повітря відносно земної поверхні. Визначається швидкістю і напрямком.

7. *Метеорологічна дальність видимості (МДВ)* – найбільша відстань, на якій видно об'єкт достатніх кутових розмірів на тлі небосхилу, м, км. Визначають візуально та інструментально за допомогою приладів.

Метеорологічні явища

1. *Гідрометеори* – атмосферні явища, які випадають на землю у вигляді води – хуртовини, тумани, серпанки.

2. *Літометеори* – опади всіх видів, які утворюються на земній поверхні: роса, іній, паморозь, ожеледь, ожеледиця.

3. *Електричні* – гроза, зарево, атмосферіки, полярні сяйва.

4. *Оптичні* – райдуга, гало, міраж.

5. *Смерчі, вихрі, пилові бурі.*

Тема 1. СКЛАД І БУДОВА АТМОСФЕРИ

1. Склад нижніх шарів атмосфери.

2. Склад верхніх шарів атмосфери. Висота і маса атмосфери.

3. Вертикальне розшарування атмосфери.

4. Поняття про повітряні маси і атмосферні фронти.

1. Склад нижніх шарів атмосфери

Атмосфера складається із суміші різних газів і є газовим середовищем. Існує поняття *ідеального повітря*, яке містить тільки газу

без домішок і води – *сухе повітря*. Однак таке буває в ідеалі. У природі таке повітря не існує.

Склад ідеальної атмосфери:

- азот N – 78,09 %;
- кисень O₂ – 20,95 %;
- аргон Ar – 0,92 %,

а також радіоактивні гази, гелій, озон, CO₂, криптон, водень тощо.

Однак наша атмосфера не є ідеальною, в ній, крім вище згаданих газів, існують аерозолі (домішки і частки) і водяна пара.

Неідеальна атмосфера:

1. Радіоактивні (р/а) речовини.

До радіоактивних газів відносять: радон Rn, актинон, торон. Вони потрапляють в атмосферу в результаті розпаду радіоактивних речовин і можуть існувати в ній деякий час, розпадаються протягом декількох секунд – діб і осідають або на частинках пилу в повітрі, або на земній поверхні.

Крім природного, існує і являє собою велику небезпеку штучне, антропогенне забруднення атмосфери за допомогою радіоактивних виробництв, їх відходів, атомних станцій і досліджень, вибухів. У результаті антропогенного забруднення в атмосферу потрапляють величезні кількості радіоактивних речовин, які переносяться повітряними течіями на великі відстані (р/а хмара від ЧАЕС двічі обійшла навколо земної кулі), мають періоди розпаду десятки сотень років і весь цей час зберігаються в атмосфері або випадають на землю р/а опадами.

2. Аерозолі.

Всі тверді й рідкі частинки, зважені у повітрі:

- Природні: мінеральні (частинки ґрунту, сажі, попелу, піску, мінеральної солі, криги. Потрапляють у результаті видування ґрунту, випаровування, при штормах тощо); органічні (рослинного та тваринного походження, мікроорганізми, мікророслини).
- Штучні: ті ж самі, але потрапляють в атмосферу в результаті господарської діяльності; хімічні сполуки, що не властиві атмосфері.

Аерозолі піднімаються вгору вертикальними потоками повітря та переносяться горизонтальними на деякі відстані.

Деякі аерозолі можуть конденсувати на собі вологу – ядра конденсації. Від аерозолів залежить прозорість атмосфери, тому що вони затримують сонячну енергію.

Кількість аерозолів у атмосфері залежить від характеру підстильної поверхні та висоти.

3. Водяна пара – 0,1...4 %.

Джерела:

- випаровування з поверхні суші, снігового покриву, водних поверхонь, рослинності;

- дихання живих організмів;
- виверження, тайфуни;
- виробнича діяльність людини.

Значення:

- відіграє роль в утворенні хмар;
- випадання атмосферних опадів;
- затримує випромінювання Землі і пропускає випромінювання Сонця (парниковий ефект).

Кількість в/п в атмосфері залежить:

- від швидкості вітру (чим сильніше вітер, тим менше в/п над джерелом випаровування, але тим більше її переноситься);
- висоти (із збільшенням висоти в/п зменшується);
- температури (при перегріванні піднімається вгору).

4. Вуглекислий газ CO₂.

Кількість в атмосфері близько 0,035 % потрапляє в атмосферу в результаті:

- дихання живих організмів;
- виверження вулканів;
- пожеж;
- землетрусів;
- гниття органічної речовини;
- господарської та виробничої діяльності людини.

Кількість CO₂ залежить:

- від географічної широти (в помірних широтах більше, ніж у полярних);
- часу доби (вдень менше, ніж вночі);
- пори року (макс – весною, міні – восени, бо перед осінню – інтенсивний фотосинтез, взимку листя немає);
- підстильної поверхні (над океаном менше, ніж над сушею).

Витрачається на живлення рослин у процесі фотосинтезу. Затримує і поглинає випромінювання Землі, пропускає випромінювання Сонця.

У природі, біосфері всі процеси збалансовані. CO₂ виділяється в природних умовах в такій же кількості, в якій поглинається. Однак з розвитком виробничої діяльності людини ситуація змінилася. Людина викидає в атмосферу CO₂ більше, ніж біосфера в змозі поглинути, кількість його постійно зростає: у 1900 р. – 0,029 %, у 1970 р. – 0,033 %, а наприкінці 90-х років – близько 0,04 %. Гранично допустима концентрації (ГДК) CO₂ – 0,07 %.

5. Озон O₃.

Утворення:

- в нижніх шарах – за рахунок грозових розрядів (пахне озоном);
- у верхніх – за рахунок поглинання ультрафіолетової радіації (УФР) < 0,01 мкм.

Руйнування:

- під час поглинання озоном УФР > 0,01 мкм його молекули розпадаються;
- антропогенне;
 - польоти літаків, ракет (їх продукти згоряння);
 - побутовий і виробничий фреон (озонові дірки).

Значення: захищає Землю від УФР. У великій кількості шкідливий для життя.

Кількість O_3 залежить від таких факторів:

- висота: 20...50 км, озоносфера max – 25...35 км, після 50 км кількість O_3 зменшується, після 80 км – немає;
- географічна широта: в полярних широтах більше, ніж над екватором (там більше електромагнітних частинок, які розкладають O_3);
- пора року: max – травень, min – грудень (мало сонячної радіації);
- температура: за збільшенням температури O_3 зменшується (розпадається);
- висота Сонця: чим більше, тим більше O_3 ;
- прозорість атмосфери: чим більше, тим більше O_3 .

2. Склад верхніх шарів атмосфери. Висота і маса атмосфери

До висоти приблизно 100 км склад атмосфери майже не змінюється. З висотою кількість легких газів збільшується, а важких зменшується. Вище 100 км склад її починає значно змінюватися, на висоті 1000 км і вище атмосфера складається в основному з водню та гелію, тобто легких газів.

У верхніх межах атмосфери відбувається постійний взаємообмін газами між атмосферою та космосом. З космосу в атмосферу постійно потрапляють різні речовини, а з атмосфери в космос – легкі гази. Чіткої визначеної межі, а отже, висоти у атмосфери немає. Вона поступово переходить у міжпланетний простір.

Умовна метеовисота – 1000...1200 км, але і вище спостерігаються гази, що входять до атмосфери. З висоти 2000...3000 км – космос: маса атмосфери (m_a) змінюється відповідно:

$$m_a = 5,27 - 10^{18} \text{ кг};$$

50 % m_a – до 7 км;

75 % m_a – до 11 км;

90 % m_a – до 20 км (бо вище дуже розріджене і легке повітря).

3. Вертикальне розшарування атмосфери

Атмосфера має шарувату будову. Розділяють її на сфери, виходячи з того, що всі м/величини по вертикалі змінюються (t° , u %, склад атмосферного повітря та ін.).

Якби атмосфера була однорідною, то всі ці величини залишалися б постійними.

Сфери повітря розрізняють залежно від змінення температури з висотою, тобто в кожній сфері температура змінюється по-різному:

тропосфера – 0...1 км;

стратосфера – 11...50...55 км;

мезосфера – 50 – 55...90 км;

термосфера – 90...450 км;

екзосфера – 450...1900 км;

геокорона – 1900...3000 км.

Усі ці шари проникають один в один. Чіткої межі між ними немає і висоти декілька умовні.

Зона проникнення одного шару в інший – **пауза**.

1. **Тропосфера** (обертатися, переміщуватися).

Характеризується зменшенням температури з висотою. Відбувається інтенсивне перемішування повітря, завдяки чому водяна пара потрапляє вгору. Утворюється хмарність, виникають грози, атмосферні опади, інші атмосферні явища. Верхня межа залежить від широт, пори року.

У середньому змінення температури постійне:

$$y = 0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м} \quad (1.1)$$

– вертикальний градієнт температур.

На верхній межі $t^\circ = (-46... -85)^\circ\text{C}$.

Тропопауза характеризується тим, що на нижній її межі температура або різко підвищується, або залишається постійною.

2. **Стратосфера**.

Температура з висотою збільшується – **інверсія**.

На верхній межі $t = 0 \pm 20 \text{ }^\circ\text{C}$ (така різниця через неточні верхні межі) відбувається інтенсивне вертикальне і горизонтальне перемішування. Водяна пара майже відсутня, тому немає хмарності, крім стратосферних (перламутрових) тонких, майже прозорих, які складаються з крижаних кристалів і космічного пилу.

3. **Мезосфера**.

Температура з висотою знижується. На верхній межі $t = 1...90 \text{ }^\circ\text{C}$. Найбільш інтенсивне утворення електрично заряджених частинок – **іоносфера** (від 60 до кількох сотень кілометрів). Існують хмари: сріблясті, прозорі, тонкі, які не покривають усе небо, характерні для ночі, і сутінок у більш високих широтах.

4. Термосфера.

Інверсія, температура з висотою збільшується.

На верхній межі $t = 1000 \text{ K} = 1000 - 273,15 \approx 730 \text{ }^\circ\text{C}$.

5. Екзосфера.

Інверсія. Розсіювання газів. Повітря – в атомарному стані. Температура на верхній межі $t = 2000 \text{ K} = 2000 - 273,15 \approx 1730 \text{ }^\circ\text{C}$. Тут в термосфері – полярні саява.

6. Геокорона.

Розділяє атмосферу і космос. Майже не просліджується.

Залежно від складу газів:

гомосфера («однаковий, однорідний») – від Землі до висоти 100 км склад однаковий, постійний, як і маса;

гетеросфера («різнорідний») – більше 100 км маса зменшується.

Залежно від м/величин – прикордонний шар, вільна атмосфера.

Якщо температура з висотою не змінюється – **ізотерія**.

4. Поняття про повітряні маси

Властивості атмосфери неоднорідні по горизонталі. Змінюються всі метеорологічні величини. Атмосфера по горизонталі складається з *повітряних мас* – великих об'ємів повітря з однорідними властивостями, які переміщуються в тропосфері. На межі двох повітряних мас – фронтальні зони (фронти), тобто зони різких змін метеорологічних величин. Властивості повітряних мас залежать від осередку формування – підстильної поверхні, над якою утворюються.

Класифікація – за географічними зонами і температурними режимами:

1) арктичні повітряні маси (АПМ) – низькі температури, велика прозорість, мала вологість;

2) помірні повітряні маси (ППМ) – середні температури, вологість;

3) тропічні повітряні маси (ТПМ) – велика вологість, висока температура, низька прозорість;

4) екваторіальні повітряні маси (ЕПМ) – висока температура, середня вологість.

За характером ПМ – континентальні, морські.

За температурою – холодні (спричиняють похолодання), теплі. Фронти бувають теплі та холодні. Якщо тепла маса натікає на холодну, то теплий фронт (рис. 1.1). Ширина фронту кілька десятків кілометрів, а довжина – сумірна з горизонтальною протяжністю повітряних мас, які

розділяє атмосферний фронт, і становить від сотень до тисяч кілометрів. Фронтальна поверхня існує не вертикально, а нахилена в бік холодного повітря.

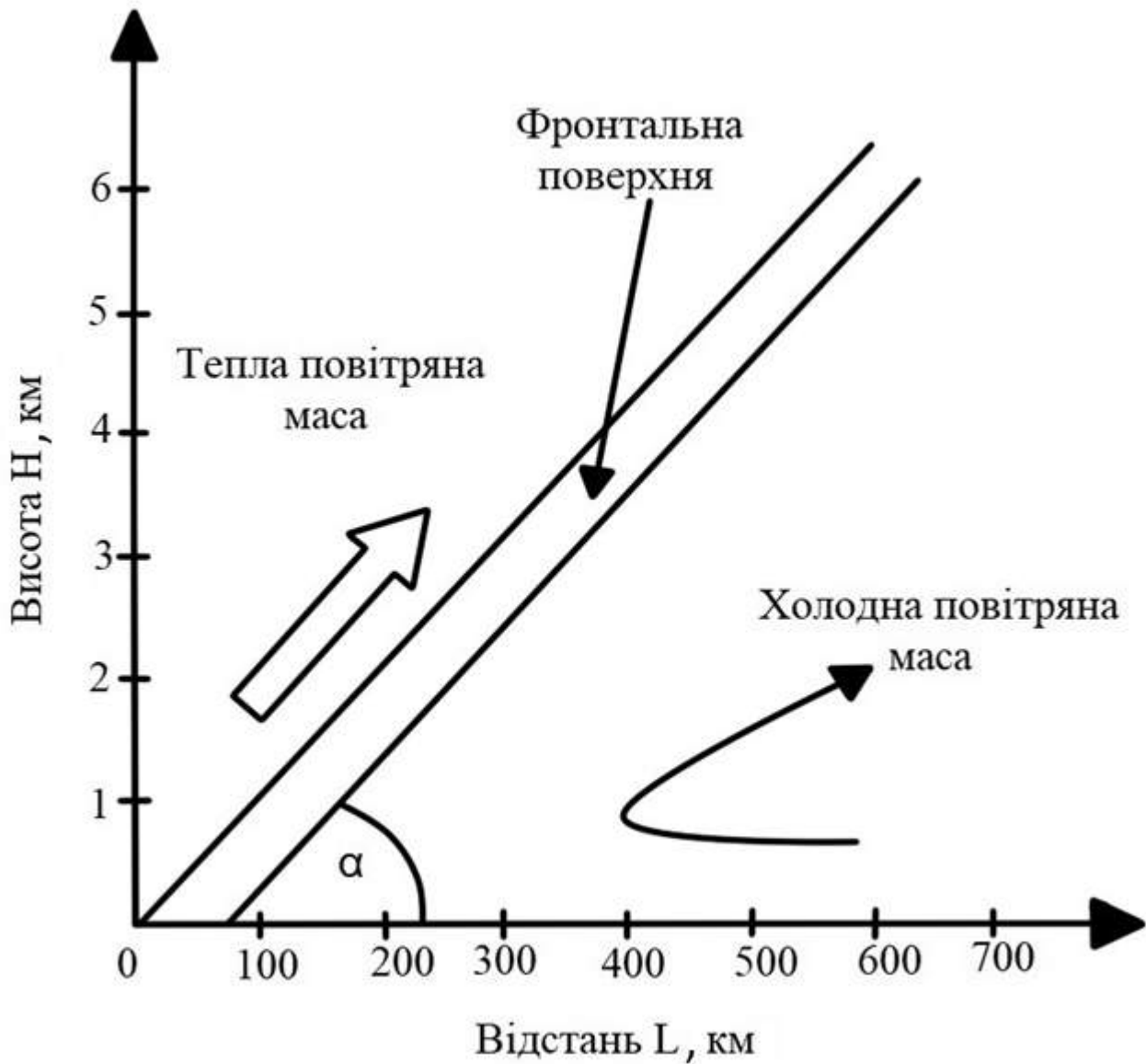


Рис. 1.1. Схема атмосферного фронту в атмосфері

Географічна класифікація:

АПМ - ППМ – арктичний фронт;

ППМ - ТПМ – помірний фронт;

ТПМ - ЕПМ – тропічний фронт.

Тема 2. ВИПРОМІНЮВАННЯ СОНЦЯ, ЗЕМЛІ, АТМОСФЕРИ

1. Сонячна активність. Потоки променистої енергії в атмосфері.
2. Загальні закони променистої енергії в атмосфері.
3. Поглинання та розсіювання сонячної радіації.
4. Кількісні характеристики послаблення сонячної радіації в атмосфері.
5. Короткохвильове випромінювання Сонця.
6. Довгохвильове випромінювання Землі.
7. Радіаційний баланс.

1. Сонячна активність. Потоки променистої енергії в атмосфері

Основне джерело життя на Землі і процесів, що відбуваються в природі, – Сонце.

Крім сонячної енергії на атмосферу впливає:

- 1) α -, β -, γ - випромінювання в результаті розподілу;
- 2) глибинна енергія Землі;
- 3) космічне випромінювання, яке втрачає інтенсивність, поки йде до Землі.

Сонячна радіація: ультрафіолетове випромінювання (УФ), видимі та інфрачервоні (ІЧ) промені (промениста енергія):

УФ випромінювання довжиною 0,01...0,30 мкм – 7 %;

видимі промені довжиною 0,39...0,76 мкм – 48 %;

ІЧ промені довжиною 0,76...4,00 мкм – 45 %.

Усі інші промені – довгохвильові (Дхв).

Сонце діє періодично. Активізується один раз на 11 років. Протягом року тах – травень (магнітні бурі) погіршення проходження радіохвиль.

Види сонячної радіації (рис. 2.1):

1. *Прямі* S , S' – радіація (ПР), що надходить на Землю у вигляді пучка паралельних прямолінійних променів (коли Сонце не закрито хмарами), вимірюють її актинометром; S – ПР, що надходить на вертикальну поверхню; S' – ПР, що надходить на горизонтальну поверхню.

2. *Розсіяна* D – частина прямої сонячної радіації (ПСР), що розсіюється в/п, газами, аерозолями і надходить на земну поверхню, вимірюють її піранометром. Має більше значення, бо може надходити як без хмар, так і з хмарами.

3. *Сумарна* Q ($Q = S' + D$) – дорівнює сумі ПСР на горизонтальній поверхні та розсіяній.

4. Поглинена S_n — частина CP , поглинена земною поверхнею.
5. Відбита R_k — частина CP , що відбивається земною поверхнею.
6. Зустрічна E_a — частина випромінювання атмосфери, спрямована до Землі.
7. Та, що відходить, E_∞ — частина випромінювання атмосфери, спрямована у космос.

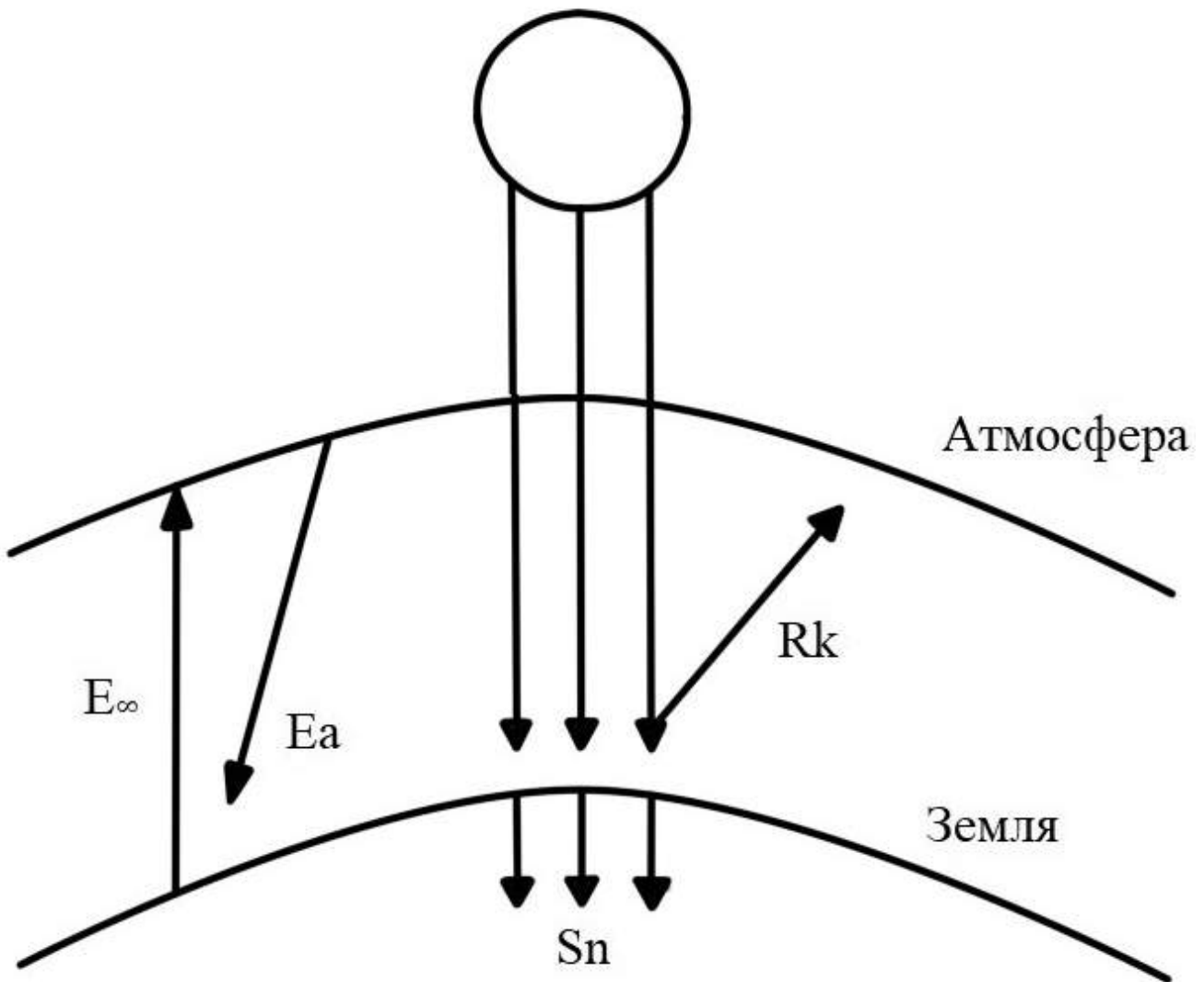


Рис. 2.1. Схема розподілу потоків сонячної радіації

За довжиною хвиль промениста енергія: короткохвильова — спектр 0,01...4 мкм (майже вся CP); довгохвильова — 4...120 мкм (випромінювання Землі і атмосфери).

Кількість CP , що надходить за одиницю часу на одиницю поверхні, **потік — CP , $кВт/м^2$.**

2. Загальні закони променистої енергії в атмосфері

Будь-яке тіло в природі випромінює променисту енергію. Тіло, що поглинає абсолютно всю енергію, яка на нього розповсюджується, – *абсолютно чорне*. Воно в природі не існує (наприклад, сажа). Тіло, що відбиває абсолютно всю енергію, що на нього надходить, – *дзеркальне*. Такого тіла також не існує. Це умовні терміни, що допомагають краще вивчити закони променистої енергії.

3. Поглинання та розсіювання сонячної радіації

Густина потоку СР на верхній межі атмосфери при середній відстані від Землі до Сонця – *сонячна стала*:

$$S_0 = 1,38 \text{ кВт/м}^2. \quad (2.1)$$

Під час проходження через атмосферу СР послаблюється внаслідок розсіювання та поглинання атмосферними газами і аерозолями, причому сильно послаблюється короткохвильова частина радіації (її можна спостерігати лише вище 30 м), а довгохвильова – значно менше.

Для визначення розсіювання СР використовують *коефіцієнт розсіювання*

$$K = \Delta S_\lambda / S_\lambda, \quad (2.2)$$

де ΔS_λ – частина потоку ПСР, розсіяної в «одиниці» V повітря; S_λ – потік ПСР, що надходить на певний V повітря.

Розсіювання залежить від кількості частинок, їх розміру, довжини хвилі, напрямку променя \max – у прямому напрямку променя, в протилежному, \min – перпендикулярно до прямого напрямку.

Висновок: промені розсіюються тим більше, чим менше довжина хвилі.

Промені розсіюються в дуже чистому і сухому повітрі, але в природі таке буває рідко, частіше в повітрі містяться домішки, в такому разі розсіювання визначають за формулою Шулейкіна

$$K = \beta / \lambda^\varepsilon \quad (0 < \varepsilon < 4), \quad (2.3)$$

де ε – залежить від розміру частинок; α, β – від розміру і кількості частинок.

Висновок: у забрудненому домішками повітрі розсіювання значно менше залежить від довжини хвилі.

4. Кількісні характеристики послаблення сонячної радіації в атмосфері

Оптична маса m – це шлях, який проходять сонячні промені в атмосфері.

Стовпчик повітря має одиничний переріз в 1 см^2 , який проходять сонячні промені (рис. 2.2).

Коефіцієнт прозорості – відсоток кількості CP , що надходить в одиницю часу на одиницю поверхні Землі і обернено пропорційний сонячній сталій:

$$P = S_1 / S_0, \quad (2.4)$$

де S_1 – у Землі, S_0 – на верхній межі.

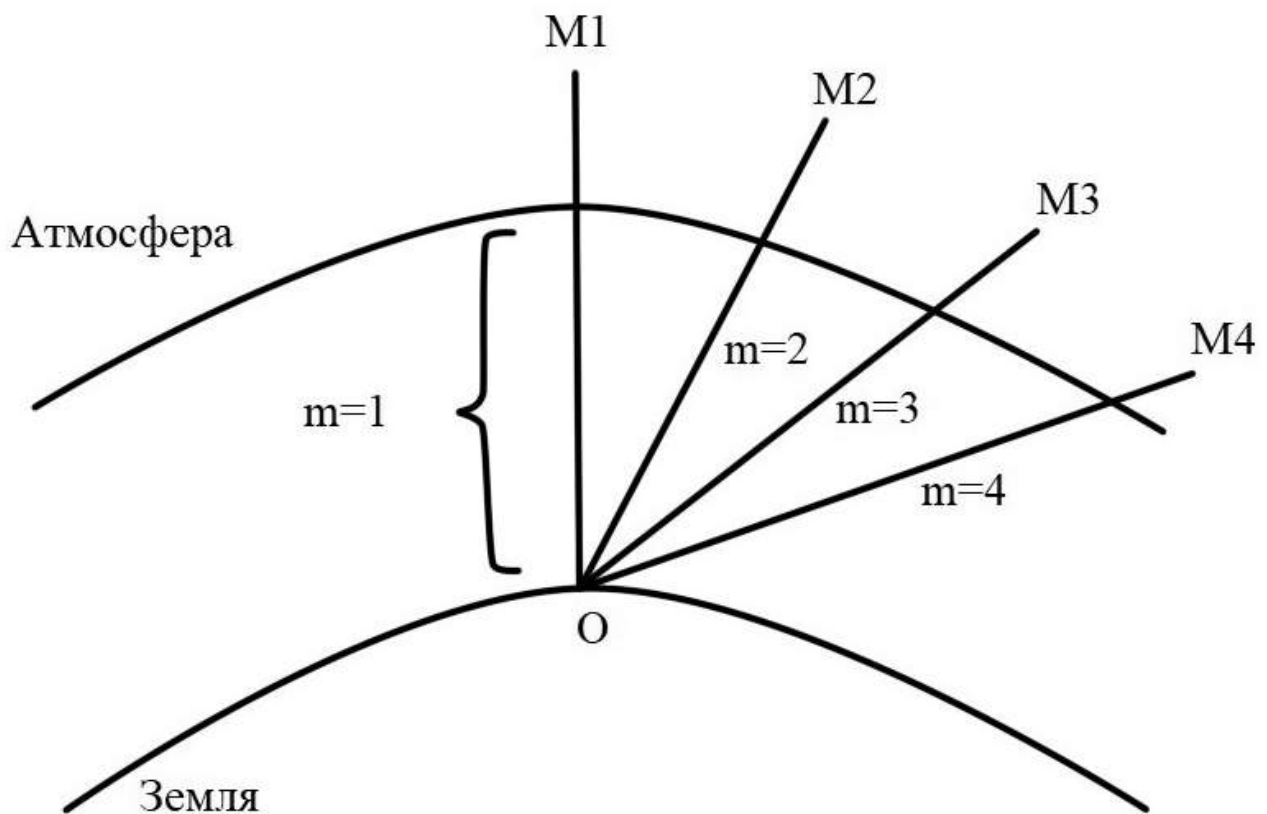


Рис. 2.2. Шлях сонячного променя при різній висоті Сонця

Покажемо, наскільки послаблюється потік CP в атмосфері: $S_1 = S_0 P$. Підставимо замість «1» « m », тоді

$$S_1 = S_0 P^m \quad (2.5)$$

– формула Буге.

Кількість CP , що надходить на Землю через m оптичних мас, дорівнює додатку сонячної сталої на коефіцієнт прозорості в ступені m .

P залежить:

- 1) від ступеню запиленості повітря;
- 2) пори року: $\max P$ – весною; $\min P$ – у грудні, влітку;
- 3) часу доби: \max – вранці, \min – після полудня (оскільки при $\max t$ – виникає вітер).

Фактор мутності

В ідеальній атмосфері

$$a = \varepsilon + d + w, \quad (2.6)$$

де a – загальне послаблення; ε – молекули газу; d – аерозолі; w – в/п. Фактор мутності показує, яку кількість ідеальних атмосфер має пройти промінь, щоб його послаблення дорівнювало послабленню в реальній атмосфері.

Фактор мутності є оберненим коефіцієнту прозорості та у різних повітряних масах становить:

АПМ = \min ;

ППМ = 3;

ТПМ ≈ 4 .

Фактор мутності дорівнює числу ідеальних атмосфер, яке має пройти промінь, щоб послаблення CP було таким самим, як у реальній атмосфері.

5. Короткохвильове випромінювання Сонця

1. *Пряма сонячна радіація (ПСР).*

Це CP , яка надходить на Землю у вигляді паралельних прямолінійних пучків:

$$S = S \sin h_0. \quad (2.7)$$

Кількість CP залежить від таких факторів:

- 1) висота Сонця: чим вище Сонце, тим більше ПСР;
- 2) прозорість: чим вище прозорість P , тим більше ПСР;
- 3) хмарність: чим більша хмарність, тим менше ПСР;
- 4) висота над рівнем моря: чим більше висота, тим більше ПСР;
- 5) широта: чим більше широта, тим менше ПСР;
- 6) пора року та час доби.

Змінення кількості ПСР, що надходить на земну поверхню протягом року (доби), – **річний (добовий) хід ПСР.**

Добовий:

min – вночі = 0 (тільки розсіяна);

max – 10 година ранку, оскільки max P, а після полудня більше швидкість вітру, пил, випаровування.

Річний:

min – грудень, $h_0 = \text{min}$, хмарність max;

max – травень, max h_0 і P.

2. Розсіяна CP.

Це ПСР, що розсіюється різними газами, домішками в атмосфері.

Фактори, що впливають на кількість:

1) висота Сонця;

2) T (фактор мутності);

3) хмарність;

4) характер підстильної поверхні: сніговий і крижаний покрив > D.

Добовий хід: min – вночі, max – 12 — 13 год.

Річний хід: max – липень, min – січень.

3. Сумарна сонячна радіація

$$Q = S + D. \quad (2.8)$$

Фактори, які впливають на Q:

1) висота Сонця: чим вище, тим менше D;

2) прозорість: чим більше P, тим менше D;

3) хмарність: при суцільній хмарності $Q = D$, при тонкій – чим більше хмарність, тим більше D.

4. Відбита CP.

Відбита від земної поверхні частина.

Будь-яке тіло завжди поглинає і відбиває частину CP. Здатність відбивати енергію у кожного тіла своя. Кількість енергії, яку може відбивати тіло, – це **альbedo**:

$$A = R_k / Q \cdot 100 \% . \quad (2.9)$$

Альbedo залежить:

1) від кольору: тим темніший, тим менший A;

2) вмісту вологи: чим більше вологи, тим менше A;

3) структури поверхні: шорстка менше A;

4) наявності рослинного покриву: чим зеленіше, тим менше A;

5) часу доби і сезону: max – взимку (сніг), min – влітку (трава); min – вдень, max – вранці, у вечорі (бо >D, ніж S =>> відбиває).

Для водної поверхні: чим прозоріша вода, тим менше A, оскільки промені проходять глибше.

6. Довгохвильове випромінювання Землі

Оскільки всі поверхні (природні і штучні) випромінюють, поглинають, відбивають енергію, їх називають *діяльними поверхнями* — земне випромінювання. Земля випромінює довгохвильову енергію. Часто під земним випромінюванням розуміють випромінювання Землі (E_3) і атмосфери (E_∞ — у космос, E_a — зустрічна).

E_∞ уходить у космос, а зустрічна (E_a) — частково поглинається діяльною поверхнею і дорівнює δE_a .

Різниця між E_3 і δE_a — *ефективне випромінювання*:

$$E_{\text{еф}} = E_3 - \delta E_a \quad (2.10)$$

Воно є ефективним, оскільки Земля втрачає енергію (E_3) і одразу отримує її (δE_a), тобто фактично Земля втрачає енергію діяльної поверхні.

7. Радіаційний баланс

Радіаційний баланс системи «Земля – Атмосфера» B_{3-A} — баланс променистої енергії у вертикальному стовпчику атмосфери площиною 1 см^2 від діяльної поверхні до верхньої межі атмосфери.

Різниця між надходженням і витратою енергії:

надходить: пряма $CP S^*$;

розсіяна D ;

поглинена атмосферою частина $CP q^*$.

Витрачається: відбита R_k — та, що йде у космос E_∞ .

Баланс:
$$B_{3-A} = Q + q^* - R_k - E_\infty. \quad (2.11)$$

Тема 3. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ҐРУНТУ І ВОДОЙМИЩ

1. Нагрівання і охолодження ґрунту. Добовий та річний хід температури ґрунту.

2. Розповсюдження коливання температури на глибині. Закони Фур'є. Термоізоплети ґрунту. Промерзання ґрунту.

3. Нагрівання і охолодження водоймищ.

1. Нагрівання і охолодження ґрунту. Добовий та річний хід температури ґрунту

Сонячна радіація, яка вдень надходить на земну поверхню, частково поглинається ґрунтом, внаслідок чого ґрунт нагрівається. Тепло передається в більш глибокі шари ґрунту. Вночі, коли $СР$ відсутня, ґрунт віддає тепло холодному повітрю і охолоджується.

Процеси, що впливають на нагрівання і охолодження ґрунту:

- 1) надходження $СР$ на землю і поглинання її ґрунтом (температура збільшується);
- 2) випромінювання тепла ґрунтом вночі (температура зменшується);
- 3) випаровування з поверхні ґрунту – витрата енергії (температура зменшується);
- 4) конденсація з виділенням тепла (температура збільшується);
- 5) мінеральні, хімічні реакції (засвоєння та розчинення мінеральних речовин) – витрати Q (температура зменшується);
- 6) органічні (біологічні) реакції (гниття рослинних і тваринних залишків) – виділення Q (температура збільшується).

Характеризують теплові властивості ґрунту: теплоємність, теплопровідність, температуропровідність.

Теплоємність C – вагова і об'ємна.

Вагова теплоємність – кількість тепла, необхідна для нагрівання 1 кг ґрунту на $1^{\circ}C$ (K).

Об'ємна теплоємність – кількість тепла, необхідна для нагрівання 1 м^3 ґрунту на 1 K .

Теплоємність C залежить від вмісту у порах ґрунту повітря (чим менше повітря, тим більше C), вологості ґрунту (вологі ґрунти мають більшу C).

Теплопровідність λ – властивість ґрунту передавати тепло від шару до шару. Залежить від мінерального складу ґрунту, вмісту повітря у ґрунті (чим менше повітря, тим менше λ), вологості (чим більше води, тим більше λ).

Температуропровідність характеризує кількість тепла, яке передається на глибину ґрунту:

$$k = \lambda / C. \quad (3.1)$$

Сезонне коливання температури ґрунту.

Змінення температури ґрунту протягом року (добі) – річний (добовий) хід температури ґрунту.

на поверхні:

добовий: \max – 12 – 13 год; \min – 23 год;

річний: \max – липень, серпень; \min – січень, лютий.

Різниця між \max та \min – амплітуда температури A . Амплітуда залежить від сезону (влітку більше); широти (чим більше, тим менше A);

хмарності (чим більше, тим менше A); рослинного покриву (чим більше, тим менше A); кольору (у темних більше A); експозиції (південь і захід нагріваються більше); теплоємності C і теплопровідності λ (чим більші C і λ , тим менше A). На глибині: вдень і влітку температури з глибиною зменшуються; вночі і взимку – температури з глибиною збільшуються.

2. Розповсюдження коливання температури на глибині. Закони Фур'є. Термоізоплети ґрунту. Промерзання ґрунту

Шар ґрунту та води, температура якого зазнає добових або річних коливань, – **активний шар**.

При розповсюдженні тепла в глибину ґрунту відбувається його поглинання кожним шаром: чим більше глибина, тим сильніше поглинув попередній шар тепла й тим менше тепла буде в цьому шарі. Чим глибше знаходиться шар ґрунту, тим менше він охолоджується в добовому і річному ході температури, оскільки при охолодженні ґрунту тепло передається з нижніх шарів до верхніх.

I закон Фур'є

Період коливань з глибиною не змінюється (і на поверхні, і на всіх глибинах інтервал між двома \max і \min однаковий – 24 год, річний – 12 міс).

II закон Фур'є

Амплітуда коливань температури ґрунту з глибиною зменшується за законом

$$A_z = A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{kT}}} \quad (3.2)$$

де A_z – амплітуда на глибині Z ;

A_0 – амплітуда на поверхні ґрунту;

T – період коливань;

Z – глибина;

k – коефіцієнт теплопровідності.

Амплітуда з глибиною зменшується дуже різко і на визначеній глибині дорівнює нулю, тобто різниці між \max та \min немає, температура весь час постійна, не змінюється.

Шар ґрунту, в якому температура незмінна протягом доби, – це шар постійної добової температури (нижче 70...100 см).

Протягом року – шар постійної річної температури (нижче 15...30 м).

Чим більше коефіцієнт теплопровідності λ , тим нижче ці шари.

III закон Фур'є

Мах і мінімум на глибинах починаються пізніше, ніж на поверхні, і запізнення прямо протилежне глибинам.

Відношення глибин проникання добових та річних коливань

$$\frac{z_1}{z_2} = \sqrt{\frac{T_1}{T_2}} = \sqrt{\frac{1}{365}} = \frac{1}{19}, \quad (3.3)$$

тобто глибина добових коливань у 19 разів менше річних.

Термоізоплети ґрунту

Розподіл температур ґрунту зображено на графіку термоізоплет.

Термоізоплети – плавні лінії, які з'єднують точки з однаковими температурами.

Зміщення по горизонталі показує змінення температури протягом року на глибині, по вертикалі – з глибиною у певній точці.

3. Нагрівання та охолодження водоймищ

Вода може поглинати довгохвильову ДХР і короткохвильову КХР радіацію.

Умови поглинання ДХР майже не відрізняються від умов поглинання радіації ґрунтом.

Умови поглинання водою КХР відрізняються, тому що КХР проникає у воду значно глибше, ніж у ґрунт (оскільки вода – прозора), і нагрівання відбувається глибше.

Причини різниці теплового режиму ґрунту і водоймищ:

1. Теплоємність води більше або дорівнює теплоємності ґрунту, для однакового нагрівання води потрібно більше тепла.

2. Завдяки турбулентному перемішуванню нижні шари води швидше нагріваються і вночі швидше охолоджуються.

3. Термічна конвекція: при охолодженні верхніх шарів води вони опускаються вниз (>ρ і вага), а на зміну їм надходить тепліша вода з нижчих шарів.

Припиняється конвекція восени, коли температура води дорівнює 4 °С і відбувається інтенсивне охолодження і замерзання води.

Добовий хід Т води: мах 15 – 16 год, мінімум – через 2 – 3 години після сходу Сонця.

Річний хід T води: max – серпень, min – січень, лютий.

Тепловий режим водоймищ залежить:

- від теплоємності;
- поглинання радіації;
- випромінювання радіації;
- турбулентного перемішування;
- теплової конвекції;
- часткового випаровування (при великому випаровуванні вода стає більш солоні і опускається).

Тема 4. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ

1. Процеси нагрівання і охолодження повітря. Вплив діяльної поверхні.
2. Вертикальний градієнт температури. Адіабатичні процеси.
3. Стратифікація.

1. Процеси нагрівання і охолодження повітря. Вплив діяльної поверхні

Тепловим режимом атмосфери називають змінення температури повітря. Залежить від теплообміну з діяльною поверхнею (в основному) та космічним простором (тільки верхні шари).

Атмосферне повітря нагрівається в основному за допомогою земної поверхні. СР надходить на земну поверхню, нагріває її, частина тепла передається повітрю, вночі СР немає, діяльна поверхня охолоджує прилеглий шар повітря.

На теплообмін впливають такі процеси:

1. **Молекулярна теплопровідність** – дуже незначна. Повітря обмінюється теплом із землею.

2. **Турбулентне перемішування** – хаотичний рух повітря.

3. **Конвекція** – перенесення окремих об'ємів повітря по вертикалі в результаті сильного нагрівання нижніх шарів повітря. Спочатку нагріваються нижні шари повітря, потім вони становляться легшими і піднімаються вгору окремими порціями, а потім зливаються у великі потоки. Повітря вгорі холодніше, воно важче і опускається вниз.

4. **Випаровування та конденсація**: при випаровуванні вологи з діяльної поверхні, як відомо, витрачається тепло й температура зменшується; при конденсації (сублімації) виділяється приховане тепло пароутворення й температура збільшується.

5. **Радіаційна теплопровідність** – випромінювання ґрунтом довгохвильової радіації. Воно поглинається нижчими шарами повітря, нагріває їх, передається наступним шарам.

6. **Адвекція** – переміщення повітря по горизонталі. Адвекція: тепла – надходження більш теплого повітря; холодна – більш холодного повітря.

Вплив діяльної поверхні. Вдень над сушею тепліше, ніж над морем, вночі – навпаки. Над оголеним ґрунтом температура вище, ніж над рослинним покривом.

2. Вертикальний градієнт температури. Адіабатичні процеси

Змінення температури повітря на кожні 100 м висоти: вертикальний градієнт температури (t °C)

$$\gamma = -\frac{t_B - t_H}{Z_B - Z_H} * 100, \quad (4.1)$$

«+» γ , коли температура з висотою зменшується.

Приклад: $Z_H = 0$ м, $Z_B = 400$ м, $t_H = 15$ °C, $t_B = 10$ °C ,

$$\gamma = -\frac{10-15}{400} * 100 = 1,25 \text{ } ^\circ\text{C} / 100 \text{ м} ,$$

$$t_3 \text{ h}\downarrow = > \gamma > 0. \quad (4.2)$$

Умови, при яких температура з висотою збільшується, а $\gamma < 0$, – **інверсія**, температура з висотою const – **ізотермія** ($\gamma = 0$). Для тропосфери $\gamma_{cp} = 0,65/100$ м, але він постійно змінюється, може бути і «+», і «-»:

$$t_0 = t_z + \gamma Z, \quad (4.3)$$

де t_0 – температура на нижньому рівні; t_z – температура на верхньому рівні; Z – висота в метрах.

Крива, яка показує змінення температури з висотою, – крива стратифікації.

Адіабатичні процеси

Адіабатичний процес – змінення температури і атмосферного тиску P без обміну тепла з навколишнім середовищем. Повітряні маси по вертикалі рухаються окремими порціями. Коли об'єм газу знижується, то він потрапляє в зону з більш високим $P \Rightarrow$, маса стискається \Rightarrow – температура збільшується. І навпаки, **при підніманні повітря його**

температура зменшується, при опусканні – температура збільшується.

Адіабатичний процес в сухому повітрі – **сухоадіабатичний**.

3. Стратифікація

Термічна стратифікація – змінення температури повітря з вистою в шарі повітря.

Існує три рівноваги (стратифікації):

1. Стійка. Стан повітря, при якому зміщення об'єму повітря в шарі викликає сили, що повертають його на місце.

2. Нестійка – при зміщенні повітря виникають сили, що сприяють цьому зміщенню.

3. Байдужа – при зміщенні об'єму повітря не виникає ніяких сил.

Якийсь об'єм повітря поривом вітру піднявся вгору. Якщо він виявляється холоднішим навколишнього повітря, то там, куди він піднявся, буде намагатися повернутися назад – **стійка стратифікація**.

Поки повітря піднімалося, воно нагрівалося до температури навколишнього середовища і залишалося там – це **байдужа рівновага**.

Якщо повітря виявиться теплішим, ніж навколишнє, то воно буде підніматися ще вище – **нестійка рівновага**.

Тема 5. ВОДЯНА ПАРА В АТМОСФЕРІ

1. Випаровування.
2. Тиск насиченої водяної пари.
3. Характеристики вологості повітря.

1. Випаровування

Вологість повітря – вміст водяної пари в атмосфері.

Кількість в/п в атмосфері коливається (1...4) % від загальних домішок і потрапляє в результаті дихання, виверження вулканів, землетрусів, розкладання органічних та неорганічних речовин.

Головний процес – **випаровування**: внаслідок того, що в будь-яких предметах міститься вода, її молекули рухаються з різною швидкістю. Ті, що мають велику швидкість, відриваються і потрапляють в атмосферу. Переносяться по вертикалі (турбулентність, конвекція) і горизонталі (вітер).

Відбувається і зворотний процес – перехід молекул в/п назад на діяльну поверхню.

2. Тиск насиченої водяної пари

Вода буде випаровуватися доки не досягне рівноважного стану, інакше, доки кількість молекул, що вилітають з рідини, не буде рівним числу молекул пари, що повертаються у воду. При досягненні рівноважного стану видимий ефект переходу молекул води з поверхні рідини або будь-якої іншої вологої поверхні в повітря та повернення молекул пари з повітря у воду проявлятися не буде. У цьому випадку вважають, що простір над водою насичений водяною парою. Парціальний тиск водяної пари позначається буквою «e», а при стані насичення – «E». Очевидний факт, що «e» та «E» залежать від температури у прямій залежності. Чим більше температура, тим більше «E».

3. Характеристики вологості

Абсолютна вологість (a) – кількість водяної пари в грамах, що міститься в 1 м³ повітря. Чим вище температура повітря, тим більшу кількість водяної пари воно може містити (до моменту його повної насиченості).

Відносна вологість (r) – відношення кількості водяної пари, що міститься в повітрі, до його максимально можливої кількості за певної температури. Відносна вологість вимірюється у відсотках і показує ступінь насиченості повітря водяною парою.

Відносну вологість повітря визначають формулою $r = q / Q \times 100 \%$, де r – відносна вологість, q – абсолютна вологість, Q – стан насичення.

Дефіцит вологи (d) – це кількість водяної пари, якої не вистачає для повного насичення повітря.

Насиченим вважається повітря, яке не може вмістити більше водяної пари (E), ніж воно вже містить.

Точка роси T (d) – це температура, при якій вологе ненасичене повітря, що охолоджується, стає насиченим.

Тема 6. КОНДЕНСАЦІЯ ВОДЯНОЇ ПАРИ В АТМОСФЕРІ

1. Умови конденсації. Ядерна конденсація. Сублімація.
2. Вологоадіабатичні процеси. Крива стану.
3. Конденсація та сублімація в/п на поверхні землі та предметах.
4. Явище конденсації над землею поверхнею.
5. Хмари. Умови утворення.
6. Класифікація хмар.
7. Добовий та річний хід хмар.

1. Умови конденсації. Ядерна конденсація. Сублімація

Перехід водяної пари в рідкий стан – **конденсація**. Перехід відразу в твердий стан – сублімація (тільки при $t < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Теоретично, щоб почалася конденсація, e має бути більше E . Але в природі таке в принципі неможливо, і в основному конденсація відбувається в результаті $\downarrow t^{\circ} < t_d$ – це **I умова**.

II умова – наявність ядер конденсації: домішки, частинки, зважені в повітрі (частинки солей, кислот і т. д.), на яких конденсується волога.

Умови, при яких температура повітря зменшується і відбувається конденсація:

1. **Радіаційне охолодження** (вночі). Випромінювання. Витрачання енергії: температура діяльної поверхні зменшується до t_d і менше, до ясної безвітряної погоди за відсутності хмар.

При $t < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ – іній, при $t > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ – роса.

Якщо охолоджується і повітря, то утворюються тумани.

2. **Адвекція тепла на холодну поверхню**: якщо тепле повітря з моря дме на холодну ДП континенту, то утворюються **адвективні тумани**, якщо тепле повітря з континенту дме на холодну поверхню моря, то – **морські тумани**.

3. **Адіабатичні підняття повітря**. Об'єм повітря піднімається вгору, його температура зменшується і відбувається конденсація утворення **туманів, хмар**.

2. Вологоадіабатичні процеси. Крива стану

Вологоадіабатичні процеси – змінення стану повітря з насиченою водяною паром, наприклад, при піднятті об'єму повітря. При цьому його вологість збільшується, в/п стає насиченою і відбувається конденсація.

Висота, на якій в/п стає насиченою, конденсується, – це **рівень конденсації** (h):

$$h = 122 (t - t_d). \quad (6.1)$$

Змінення температури при вологоадіабатичному процесі – вологоадіабатичний градієнт γ_a : γ – вертикальний градієнт, γ_a – сухоадіабатичний градієнт. Крива, що показує змінення температури в адіабатичному процесі, – волога адіабата.

При сухоадіабатичних процесах температура повітря, яке піднімається, зменшується – $1^\circ\text{C}/100$ м. При вологоадіабатичних процесах градієнт непостійний. Температура змінюється по-різному (рис. 6.1).

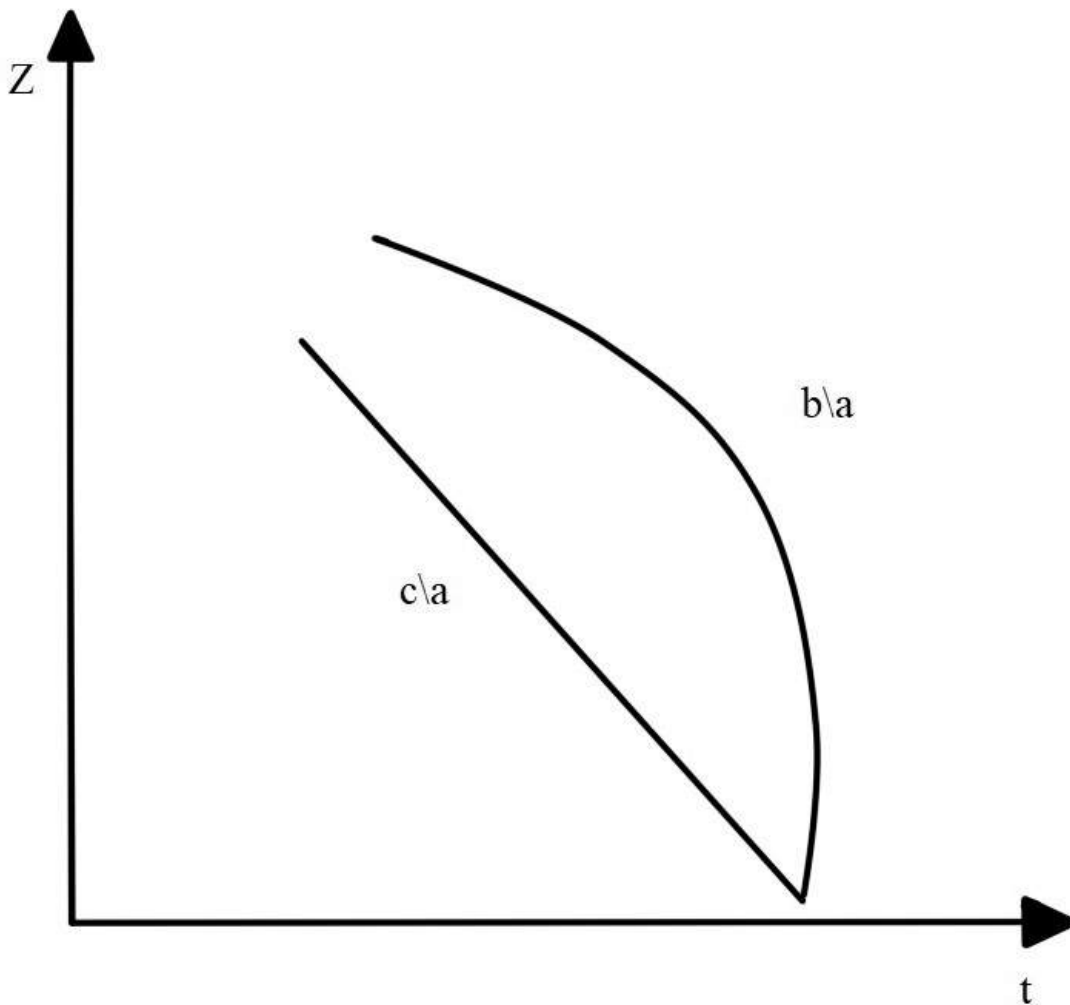


Рис. 6.1. Суха та волога адіабати

При підйомі до рівня конденсації температура зменшується по сухій адіабаті, після – по вологій (оскільки повітря стало насиченим, почалася конденсація).

Крива, яка характеризує змінення температури до і після рівня конденсації, – це крива змінення стану (рис. 6.2).

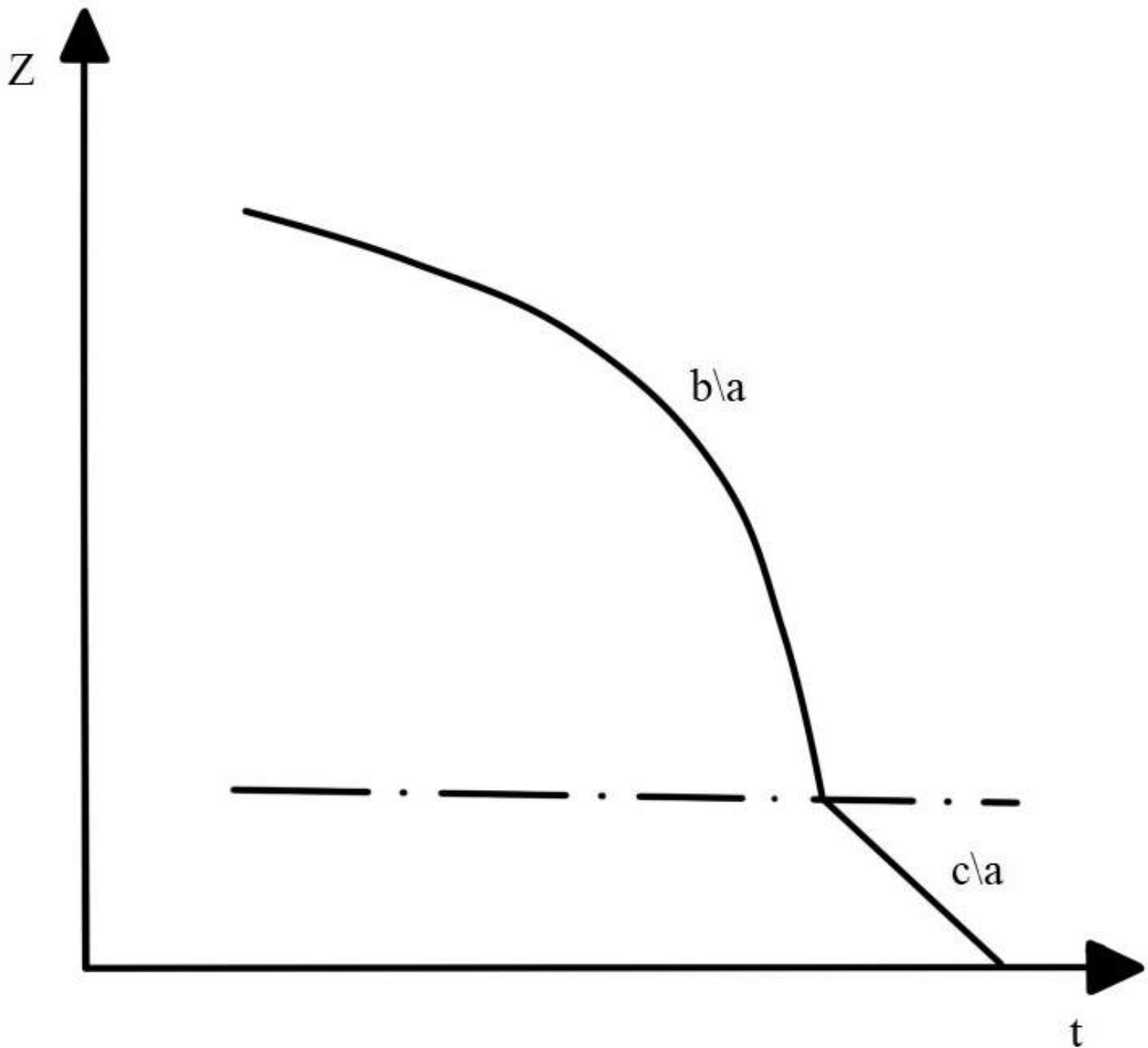


Рис. 6.2. Крива змінення стану

3. Конденсація та сублімація в/п на поверхні землі та предметах

Якщо повітря взаємодіє з холодним ґрунтом або предметами, воно може охолонути до t_d , і починається конденсація, при якій волога буде осідати на діяльну поверхню. В результаті утворюються продукти конденсації: роса, іній, паморозь, ожеледь, ожеледиця.

Якщо волога не осідає на поверхні, а залишається зваженою біля поверхні землі, спостерігаються тумани, серпанок, якщо на висоті, – хмари.

Роса – рідкий осад у вигляді крапель на земній поверхні або на предметах на земній поверхні, в основному вночі, іноді – звечора. Вночі

земна поверхня випромінює енергію, охолоджується, її $t^{\circ} > t_d$, тобто утворюється роса (конденсація). При слабкому вітрі і ясній погоді, якщо вітер сильний, відбувається перемішування повітря, яке не встигає зменшувати температуру.

Іній – кристалічний білий осад на горизонтальній або трохи нахиленій до землі поверхні. Причини і умови утворення, як у роси, температура поверхні менше 0°C (сублімація), в перехідні періоди року, вночі, взимку – іноді вдень.

Паморозь – зерниста та кристалічна.

Зерниста – утворюється в результаті намерзання переохолоджених крапель туману або низьких хмар, снігоподібний пухкий осад 1 мм...1 см при $t^{\circ} \approx (-2 \div \dots 7^{\circ}\text{C})$.

Кристалічна – в результаті того, що краплі води туману спочатку випаровуються в повітря, а потім відбувається сублімація, білий осад з кристалів тонкої криги 1 мм...1,5 см, при $t^{\circ} \approx (-11 \div \dots 25^{\circ}\text{C})$ осідає на гілках дерев, дротах, мачтах, вікнах і т. д.

Ожеледь – шар прозорої або мутної криги, що утворюється в результаті випаровування переохолодженого дощу на поверхню з $t < 0^{\circ}\text{C}$. Краплі дощу замерзають. При температурі вище нуля ожеледі не буває.

Ожеледиця – відбувається в результаті випадіння звичайного дощу на поверхню з $t < 0^{\circ}\text{C}$. Тонка і нетривала (оскільки дощ не переохолоджений і коли довго випадає, вона тане).

Твердий і рідкий наліт – після помірного холоду приходить тепла повітряна маса і торкається холодних предметів (холодних, але з $t > 0^{\circ}\text{C}$), відбувається конденсація на поверхні предметів, тонкий шар крапельок води – **рідкий наліт**. Якщо у предметів $t < 0^{\circ}\text{C}$, то це не конденсація, а сублімація – **твердий наліт**.

4. Явище конденсації над земною поверхнею

Тумани і серпанок

Туман – сукупність видимих продуктів конденсації (сублімації), зважених у повітрі.

Серпанок – те ж саме, що і туман, але при метеорологічній дальності видимості МДВ $> \text{км}$.

Тумани ($< 50 \text{ м} \dots 1 \text{ км}$), серпанок ($1 \dots 10 \text{ км}$).

Тумани, пов'язані з охолодженням і не пов'язані з охолодженням.

Пов'язані з охолодженням

В результаті зменшення температури земного повітря до $t^{\circ} < t_d$.

1. **Радіаційні**: р/охолодження діяльної поверхні, від якої потім охолоджується повітря. Радіаційні: низькі (якщо охолоджується тільки приземний шар повітря 50 см...100 м – низини, балки, нетривалий); високі

(довгі, великі простори) при високій температурі, ясній (малохмарній) погоді, слабкому вітрі.

2. **Адвективні:** при натіканні теплого повітря на холодну поверхню до декількох сотень метрів (морські, приморські, над холодними і теплими морськими течіями).

3. **Орографічні (тумани схилів):** при адіабатичному піднятті по схилу гори. Коли повітря сягає рівня конденсації, відбувається конденсація, тобто утворюються нетривалі хмари, тумани.

Не пов'язані з охолодженням

1. **Тумани випаровування:** вночі над водоймищами, відкритими поверхнями води, влітку та взимку над незамерзлими водами, в перехідні періоди. Вночі влітку температура води більше температури повітря: випаровування, конденсація, тумани.

2. **Тумани змішення:** при змішуванні двох повітряних мас з різними температурами і в/п близько до насичення.

3. **Тумани, пов'язані з діяльністю людини (антропогенні) –** смоги, пічні викиди тощо.

5. Хмари. Умови утворення. Будова

Хмара – видиме скупчення продуктів конденсації або сублімації водяної пари на деякій висоті.

Утворюються в результаті:

- інтенсивного конвективного руху повітря (купчасто подібні);
- хвильових рухів у атмосфері;
- повільного вертикального руху повітря (шарувато подібні).

Будова

Висота нижньої межі хмар (ВНМХ) – це рівень конденсації. Краплі і кристали, з яких складаються хмари, не знаходяться постійно у зваженому стані, вони можуть рухатися, підніматися, опускатися (турбулентність), тому хмара може змінюватися. Одна частина хмари може руйнуватися, інша в цей час – утворюватися (рис. 6.3). Якщо умови для існування хмар не виконуються, то хмари розтікаються або випаровуються.

У хмарах виділяють рівень нульової ізотерми, де починають утворюватися льодові кристалики. Вище рівня замерзання (12 °С) їх більшість, але зустрічаються і краплини переохолодженої води. Вище цього рівня внаслідок сублімації водяної пари замерзання водяних краплин хмара складається із льодових кристалів.

Верхньою межею хмари є рівень конвекції. Підйом повітря відбувається доти, доки зберігається енергія нестійкості, тобто коли температура повітря, що піднімається, виявляється вищою від температури навколишнього повітря. Як тільки температура повітря, яке

піднімається, стане такою, що дорівнює температурі навколишнього повітря, рух угору порцій повітря припиняється.

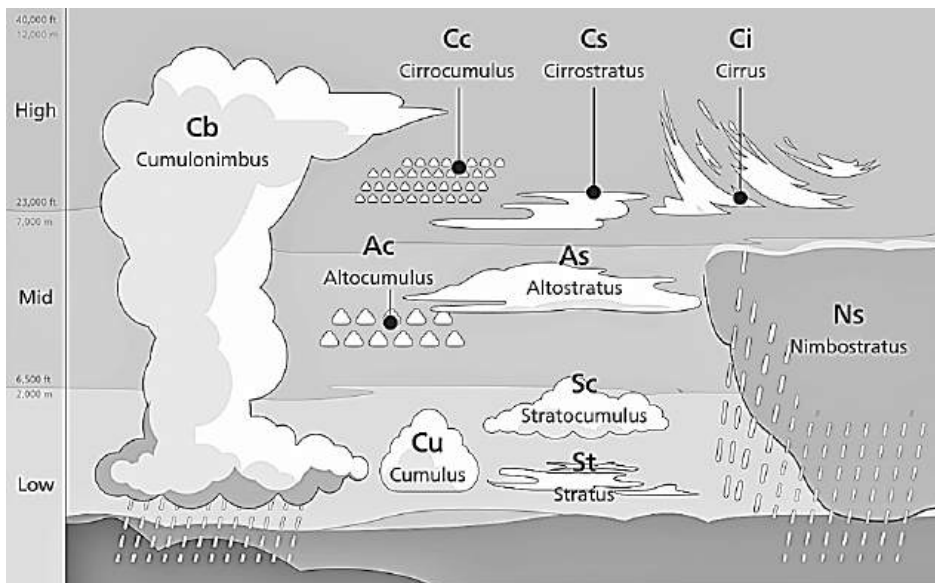
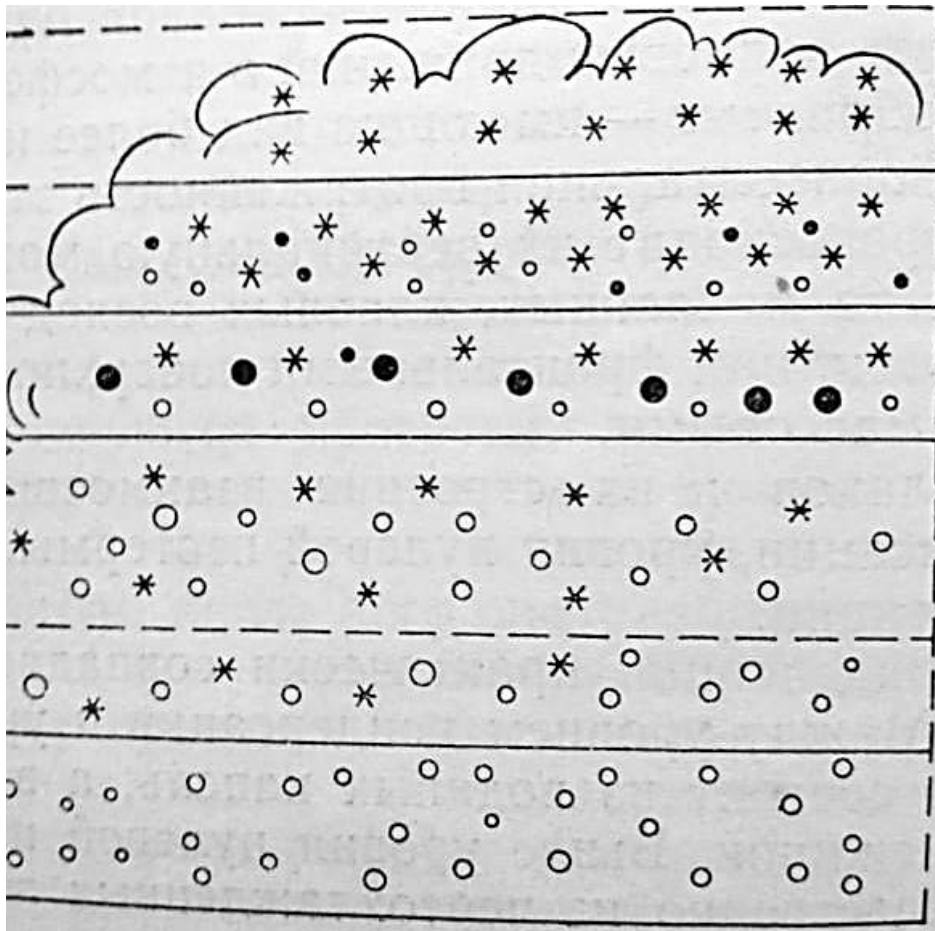


Рис. 6.3. Будова хмари

Залежно від складу хмари бувають:

- водяні (рідинно-крапельні) – з крапель води.

- При від'ємних температурах – з переохолоджених крапель;
- крижані (кристалічні);
 - змішані.

6. Класифікація хмар

Ця класифікація хмар є міжнародною і прийнята в усьому світі.

A. Хмари верхнього ярусу (6...12 км)

Склад: крижані кристали

1. Перисті Cirrus (Ci).

Окремі білі волокнисті, тонкі і прозорі, інколи більш щільні. Найчастіше – у невеликій кількості.

2. Перисто-купчасті Cirrocumulus (Cc).

Білі тонкі з дрібних пластівців.

3. Перисто-шаруваті Cirrostratus (Cs).

Тонка білувата пелена, через яку легко просвічують сонце, місяць, невелика щільність.

B. Хмари середнього ярусу (2...6 км)

Склад: крижані кристали, переохолоджені краплі

1. Висококупчасті Altocumulus (Ac).

Білі, сіруваті, у вигляді хвиль та гряд, інколи – суцільних, в основному з просвітами.

2. Високошаруваті Altostratus (As).

Сіра однорідна пелена, інколи – хвиляста.

C. Хмари нижнього ярусу (0...2 км)

Склад: краплі, переохолоджені краплі, інколи – кристали

1. Шаруваті Stratus (St).

Однорідний сірий шар, суцільний, інколи – розірваний.

2. Шарувато-купчасті Stratocumulus (Sc).

Сірі хвилі, пластини, гряди, суцільні або розділені.

3. Шарувато-дощові Nimbostratus (Ns).

Темно-сірі, суцільні з випадінням опадів.

D. Хмари вертикального розвитку (0...12 км)

Склад: краплі, крижані кристали

1. Купчасті Cumulus (Cu).

Щільні, дуже розвинені по вертикалі з білими вершинами і плоскою сіруватою основою. Окремі або закривають усе небо. Якщо спостерігати за ними збоку, видимі повністю, якщо вони у зеніті, видно лише їх низ.

2. Купчасто-дощові Cumulonimbus (Cb) .
Відрізняються від Cu дуже темною основою, волокнистою верхівкою, випадінням дощів.

Тема 7. ОПАДИ, ЯКІ ВИПАДАЮТЬ ІЗ ХМАР

1. Класифікація. Типи та види опадів.
2. Процеси зростання хмарних елементів.
3. Сніговий покрив, властивості, характеристики. Танення.

1. Класифікація. Типи та види опадів

Вода в будь-якому вигляді, що випадає з атмосфери на земну поверхню, – **атмосферні опади**. Атмосферні опади визначають якісно і кількісно.

Якісно:

- за зовнішнім виглядом;
- умовами утворення;
- характером випадіння.

За зовнішнім виглядом – тверді, рідкі, змішані.

Тверді:

1. **Сніг** – кристали криги, що випадають на земну поверхню у вигляді сніжинок або пластівців (комплекси сніжинок).
2. **Снігова крупа** – сферичні непрозорі білі утворення (крупинки) діаметром 2...5 мм. Утворюються у перехідні періоди.
3. **Снігові зерна** – снігоподібні білі палички діаметром < 1 мм.
4. **Крижана крупа** – прозорі крижані крупинки з матовим ядром (до 3 мм).
5. **Крижаний дощ** – прозорі крижані кульки з незамерзлою водою всередині.
6. **Град** – кристали криги неправильної форми. Непрозоре ядро, оточене прозорими та непрозорими шарами (від 1...3 см до 10 см).
7. **Крижані голки** – рідкісне явище. Крижані кристали \approx 1 см.

Рідкі:

1. **Дощ** – краплі води > 0,5 мм.
2. **Мряка** – краплі води < 0,5 мм.

Змішані:

1. **Мокрий сніг** – сніг, що тоне, або суміш снігу з дощем.

За умовами випадіння:

1. **Облогові** – помірна, мала інтенсивність, велика тривалість,

займають великі площі N_s , A_s , S_c (і дощ, і сніг).

2. **Злизові** – велика інтенсивність, невелика тривалість, невелика площа (влітку – крупнокраплинний дощ з градом, грозою; взимку – злизові снігопади з великими пластівцями) S_n .

3. **Моросеві** – мряка, маленькі сніжинки S_t , S_c .

За умовами утворення:

1. **Фронтальні** – пов'язані з фронтами. Якщо приходить теплий фронт: влітку – дощ; взимку – сніг, потім дощ (облогові). Холодний фронт: злизові або злизові, що переходять в облогові.

2. **Внутрішньомасові** – всередині повітряних мас. Тепла маса – обложні, холодна – злизові.

Кількісно:

Інтенсивність – кількість атмосферних опадів, що випадає за одну хвилину.

Слабкі, помірні, сильні.

4. Процеси зростання хмарних елементів

Хмари перетворюються на опади тоді, коли вони стають такими важкими, що вже не можуть утримуватися у повітрі. Будуть випадати, коли швидкість їх падіння стане більшою за швидкість потоків повітря, що піднімається.

Швидкість падіння крапель:

Формула Стокса

$$V = 1,26 \cdot 10^4 R^2. \quad (7.1)$$

Діаметр крапель – 0,01...0,2 мм:

$$V = 13,44\sqrt{R}. \quad (7.2)$$

Діаметр крапель > 0,5 мм.

Процеси, що спричиняють зростанню хмарних елементів:

- 1) конденсація на краплях водяної пари (сублімація);
- 2) коагуляція – злиття крапель при їх зіштовхуванні.

3. Сніговий покрив, властивості, характеристики. Танення

Сніговий покрив утворюється на земній поверхні за умови випадіння снігу при від'ємних температурах. Тривалість снігового покриву – від одного дня до 12 місяців. В Україні – приблизно один місяць.

Залежить від широти (від екватора до полюса), температури повітря та ґрунту і сонячної радіації.

Висота снігового покриву – від кількості снігу, щільності снігу, рельєфу (схили), вітру.

Альbedo снігового покриву – 95 % (чистий, свіжий).

Лінія в горах, вище якої сніговий покрив не тоне, – **снігова лінія**, залежить від температури: чим вище температура, тим вище снігова лінія; від кількості снігу, що випав: чим його більше, тим лінія нижче.

Хуртовина – перенесення вітром снігу по горизонталі (швидкість вітру більше 5 м/с).

Загальна хуртовина – з випадінням снігу (або падає сніг, який переноситься по горизонталі, або сніг, що випав, і той, що падає переноситься).

Низова хуртовина – хуртовина на висоті 2 м.

Поземок – хуртовина на висоті менше 2 м.

Танення снігового покриву залежить:

- 1) від СР;
- 2) адвекції тепла;
- 3) дощу з позитивною температурою.

Основне – це адвекція.

Висота шару води , який утворюється після танення снігу, – **запас води в снігу**:

$$Z = 10hd, \quad (7.3)$$

де h – висота снігу; d – щільність.

На метеорологічних станціях України (рис. 7.1) вимірюють сніговий покрив снігомірними рейками, які розташовані на метеорологічному майданчику біля ґрунтових термометрів. Для визначення запасу води в ґрунті проводять снігомірні зйомки.

Вибирають маршрут спостереження довжиною 2000 м та 1000 м – у полі, 500 м – у лісі. Вимірюють висоту снігового пориву снігомірною рейкою, сніговим вагоміром – вагу снігу у 10 певних точках маршрута. Важливо визначити стан снігу (сухий, вологий, насичений водою) та наявність льдової корки під снігом.

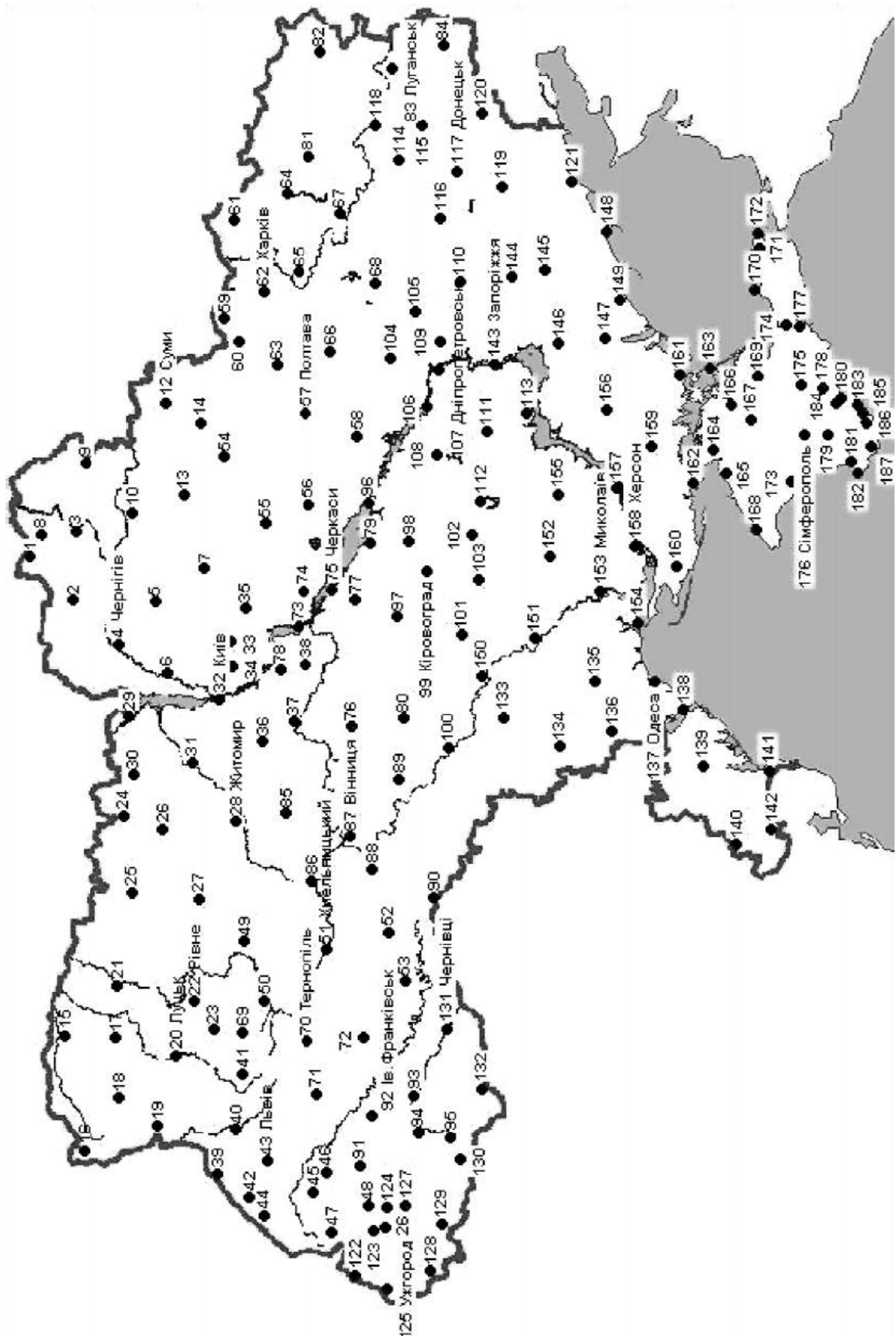


Рис. 7.1. Карта мережі метеорологічних станцій

БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИСОК

Барабаш, М. Б. Дослідження змін та коливань опадів на рубежі ХХ і ХХІ ст. в умовах потепління глобального клімату / М. Б. Барабаш, Т. В. Корж, О. Г. Татарчук // Наук. праці УкрНДГМІ, 2004. – Вип. 253. – С. 92–101.

Опасные гидрометеорологические явления, вызываемые ветром, и их влияние на экономику России / А. И. Бедрицкий, А. Коршунов, Н. Н. Коршунова, В. И. Лиманов, М. З. Шаймарданов // Метеорология и гидрология, 2001. – Вып. 9. – С. 5–16.

Глобальне потепління і клімат України: регіональні, екологічні та соціально-економічні аспекти / В. М. Волощук [та ін.]. – Київ: // ВПЦ „Київський університет”, 2002. – 117 с.

Зубкович, С. А. К проблеме типизации синоптических процессов над востоком Украины / С. А. Зубкович // Eastern-European journal of enterprise technologies, 2013. – № 3 11(63). – Р. 26–29.

Зубкович, С. А. Типизация синоптических процессов над Восточной Украиной / С. А. Зубкович // Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – № 7. – С. 103–108.

Зубкович, С. О. Фізико-статистичний аналіз поля вітру над Східною Україною / С. О. Зубкович // ІХ наук. конф. молодих вчених : тез. док., 10 – 16 трав. 2009 р. – Одеса, 2009. – С. 85.

Ivus, G. P. Statistical analysis of the surface wind speed over Eastern Ukraine in the changing climate / G. P. Ivus, S. O. Zubkovych, A. B. Semergey-Chumachenko // International Conference Global and regional climate change. – Conference Abstracts. – Kyiv, 2010. – P 17.

Ивус, Г. П. Статистический анализ поля ветра над Восточной Украиной в условиях изменения климата / Г. П. Ивус, А. Б. Семергей – Чумаченко, С. А. Зубкович // Глобальные и региональные изменения климата. – Киев : Ника-Центр, 2011. – С. 155–161.

Изменение климата, 2007г. / Обобщенный доклад. Вклад рабочих групп 1, 2, 3, межправительственной группы экспертов по изменению климата / П. К. Пачури, А. Райзингер и основная группа авторов // МГЭИК, Швейцария, 2007. – С. 104.

Кадастр клімату України. Ч. 2 // Атмосферний тиск і вітер, 1999. – С. 222.

Кліматологічні стандартні норми. – Київ, 2002. – С. 446.

Клімат України ; за ред. В. М. Ліпінського, В. М. Бабіченко. – Київ : Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.

Agroelement. Soil zones of Ukraine. – <http://agroelement.com/soil-zones-of-Ukraine/>.

ЗМІСТ

ВСТУП	3
Тема 1. СКЛАД І БУДОВА АТМОСФЕРИ	5
1. Склад нижніх шарів атмосфери	5
2. Склад верхніх шарів атмосфери. Висота і маса атмосфери	8
3. Вертикальне розшарування атмосфери	9
4. Поняття про повітряні маси	10
Тема 2. ВИПРОМІНЮВАННЯ СОНЦЯ, ЗЕМЛІ, АТМОСФЕРИ	12
1. Сонячна активність. Потоки променистої енергії в атмосфері	12
2. Загальні закони променистої енергії в атмосфері	14
3. Поглинання та розсіювання сонячної радіації	14
4. Кількісні характеристики послаблення сонячної радіації в атмосфері	15
5. Короткохвильове випромінювання Сонця	16
6. Довгохвильове випромінювання Землі	18
7. Радіаційний баланс	18
Тема 3. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ҐРУНТУ І ВОДОЙМИЩ	18
1. Нагрівання і охолодження ґрунту . Добовий та річний хід температури ґрунту	19
2. Розповсюдження коливання температури на глибині. Закони Фур'є. Термоізоплети ґрунту. Промерзання ґрунту	20
3. Нагрівання та охолодження водоймищ	21
Тема 4. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ	22
1. Процеси нагрівання і охолодження повітря. Вплив діяльної поверхні	22
2. Вертикальний градієнт температури. Адіабатичні процеси	23
3. Стратифікація	24
Тема 5. ВОДЯНА ПАРА В АТМОСФЕРІ	24
1. Випаровування	24
2. Тиск насиченої водяної пари	25
3. Характеристики вологості	25
Тема 6. КОНДЕНСАЦІЯ ВОДЯНОЇ ПАРИ В АТМОСФЕРІ	26
1. Умови конденсації. Ядерна конденсація. Сублімація	26
2. Вологоадіабатичні процеси. Крива стану	26
3. Конденсація та сублімація в/п на поверхні землі та предметах	28

4. Явище конденсації над земною поверхнею	29
5. Хмари. Умови утворення. Будова	30
6. Класифікація хмар	32
Тема 7. ОПАДИ, ЯКІ ВИПАДАЮТЬ ІЗ ХМАР	33
1. Класифікація. Типи та види опадів	33
2. Процеси зростання хмарних елементів	34
3. Сніговий покрив, властивості, характеристики. Танення	35
Бібліографічний список.....	37

Навчальне видання

Зубкович Світлана Олександрівна

МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

Редактор В. І. Філатова

Зв. план, 2020

Підписано до друку 29.12.2020

Формат 60x84 1/16. Папір офс. Офс. друк

Ум. друк. арк. 2,2. Обл.-вид. арк. 2,5. Наклад 50 пр.

Замовлення 307. Ціна вільна

Видавець і виготовлювач

Національний аерокосмічний університет ім. М. Є. Жуковського

«Харківський авіаційний інститут»

61070, Харків-70, вул. Чкалова, 17

<http://www.khai.edu>

Видавничий центр «ХАІ»

61070, Харків-70, вул. Чкалова, 17

izdat@khai.edu

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготовлювачів і розповсюджувачів
видавничої продукції сер. ДК № 391 від 30.03.2001