

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для практичних робіт з навчальної дисципліни

«Авіаційні прогнози погоди»

на тему: «Прогноз туманів»

для студентів денної форми навчання спеціальності 103 «Науки про Землю»,
рівень вищої освіти бакалавр

Методичні вказівки для виконання практичних робіт на тему «Прогноз туманів» при вивченні дисципліни «Авіаційні прогнози погоди» для студентів IV курсу денної форми навчання за спеціальністю 103 «Науки про Землю», рівень вищої освіти бакалавр. / Укладачі: к.ф.-м.н, Мансарлійський В. Ф., к.геогр.н., доц. Грушевський О.М., Романенко С. Е. – Одеса, ОДЕКУ, 2021. – 51 с.

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА	4
ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ	5
ПРАКТИЧНА РОБОТА № 1 Прогноз температури туманоутворення ...	15
ПРАКТИЧНА РОБОТА № 2 Прогноз радіаційного туману	22
ПРАКТИЧНА РОБОТА № 3 Прогноз адвективного туману	30
ПРАКТИЧНА РОБОТА № 4 Прогноз туману випаровування	36
ПРАКТИЧНА РОБОТА № 5 Прогноз розсіяння туману	43
ЛІТЕРАТУРА.....	28

ПЕРЕДМОВА

Туман є небезпечним для авіації явищем погоди, яке може унеможливити здійснення посадки і зльоту літального апарату, в значній мірі ускладнити бойове застосування авіації. Однак у деяких випадках туман може відігравати роль сприяючого фактору, наприклад під час проведення прихованих приготувань до проведення операцій наземними військами, наявність туману може використовуватись у якості природного маскувального явища, що ускладнює візуальне виявлення розташування військ, техніки та аеродромів.

Метою методичних вказівок є формування у студентів теоретичних знань щодо видів туманів, їх класифікацію, основ прогнозування туманів і практичних навичок щодо застосування методів прогнозу різних видів туману.

Після вивчення методичних вказівок студент повинен:

знати:

- фізичні механізми, синоптичні та метеорологічні умови утворення різних видів туману;
- способи прогнозу температури туманоутворення, радіаційного та адвективного туману.

вміти:

- розраховувати температуру туманоутворення;
- прогнозувати тумани різного походження;
- прогнозувати час утворення і розсіяння радіаційного туману.

Дані методичні вказівки містять в собі рекомендації з виконання п'яти практичних занять з теми «Прогноз туманів» дисципліни «Авіаційні прогнози погоди». Вивчення цієї теми передбачає засвоєння теоретичного матеріалу та усної відповіді на питання для самоперевірки.

Наведені нижче завдання виконуються студентами під час аудиторних занять. Максимальна кількість балів, яку може одержати студент при виконанні п'ять практичних робіт складає 20 балів (по 4 бали за кожну роботу).

ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ

Туман – помутніння повітря в приземному шарі, обумовлене наявністю в ньому зважених крапель води, крижаних кристалів або їх суміші, при горизонтальній видимості менше одного кілометра хоча б в одному напрямку.

Прогноз туманів починається з оцінки сприятливих синоптичних умов для виникнення того чи іншого виду туману.

Радіаційні тумани найчастіше утворюються в центральній частині антициклону, в його західній і північній частинах, а також в гребні антициклону і малоградієнтному баричному полі.

Адвективно-радіаційний туман виникає переважно в західній і північній частинах антициклонів.

Адвективні тумани виникають на західній периферії антициклону, у тепловому секторі рухомих циклонів і на східній периферії малорухомих циклонів.

Метеорологічні умови утворення радіаційного туману

Тумани, які утворюються над сушею, коли основною причиною зниження температури є радіаційне випромінювання підстильної поверхні, називають радіаційним туманом.

Радіаційні тумани утворюються при безхмарному небі і слабкому вітрі. Згідно з дослідженнями М.Є. Берлянда 69% радіаційних туманів виникає при додатній температурі і 39% – над сніговим покривом. На території України радіаційний туман частіше за все спостерігається при температурі від 1 до 15°C. В інтервалі температур від -6 до -15°C вірогідність утворення радіаційного туману є доволі малою. При температурі нижче -16°C повторюваність радіаційного туману збільшується внаслідок збільшеного вмісту в повітрі ядер сублімації. При цьому спостерігається суттєве збагачення приземного шару повітря водяною парою. Над сніговим покривом відбувається безперервна конденсація (сублімація) водяної пари в тонкому шарі повітря, що прилягає безпосередньо до снігового покриву, оскільки в цьому шарі досягається стан насичення над льодом.

У теплу пору року повторюваність виникнення радіаційного туману над вологим ґрунтом є значно більшою, ніж над сухим.

Радіаційний туман в більшості випадків утворюється при штилі і швидкості вітру 1-2 м/с. Швидкість вітру 3-4 м/с практично є граничною для виникнення туману. Проте ряд досліджень підтверджує, що радіаційний туман може виникати і при швидкості вітру до 4-7 м/с. Сприятливою умовою при цьому є незначне посилення швидкості вітру з висотою. Наявність слабого вітру біля землі і деяке посилення його з висотою сприяють

виникненню турбулентності, за рахунок якої відбувається перенесення продуктів конденсації (сублімації) від поверхні землі вгору, і їх підтримання у зваженому стані в граничному шарі атмосфери.

Крім того, турбулентний теплообмін сприяє перерозподілу температури повітря в граничному шарі і формуванню приземної або підведеної інверсії. Узагальнення інформації про профілі температури в граничному шарі в дні з туманами дозволяє пояснити деякі причини утворення інверсій, а відповідно і механізм утворення туману. Встановлено, що вертикальна потужність нічних інверсій коливається в широких межах – від десятків метрів до 300-400м. Різниця температур в інверсійному шарі складає 3-5°C, іноді 7-9°C.

У тих випадках, коли радіаційне вихолодження підстильної поверхні відбувається при штилі, турбулентний і молекулярний теплообмін має місце в тонкому шарі повітря. Сформована приземна інверсія має потужність кілька десятків метрів, а різниця температур біля землі і на верхній межі інверсії становить декілька градусів (рис. 12.1). Якщо при вихолодженні в деякому приземному шарі виконується умова $T = T_d$, то відбувається конденсація водяної пари, що сприяє утворенню приземного туману або випаданню роси. Випадання роси в приземному шарі різко зменшує вологість, що сприяє зменшенню ймовірності утворення туману. Однак при достатньому подальшому охолодженні і виникненні слабкого вітру не виключено утворення туману.

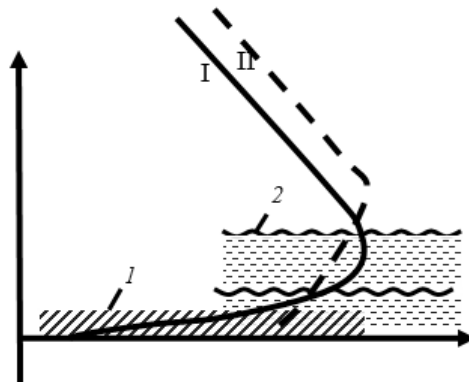


Рис. 12.1 – Профілі температури повітря в приземному шарі: I – при штилі; II – при вітру (1-3 м/с); 1 – шар холодного повітря; 2 – шар туману

Швидкість вітру в приземному шарі 1-3м/с обумовлює значний по вертикальній потужності шар, в якому відбувається активний тепло- і волого обмін. На початку конденсація водяної пари відбувається в нижньому найхолоднішому шарі, що становить декілька метрів. Шар туману, що утворюється при цьому поступово збільшується. Верхня межа туману

підвищується до моменту досягнення термо-гігрометричної рівноваги в системі «земна поверхня – туман – атмосфера». Припинення збільшення шару туману можна вважати завершенням першої стадії утворення туману.

При швидкості вітру біля землі понад 4-5 м/с, як правило, утворюється підведена інверсія на висоті 150-200 м, яка сприяє накопиченню під нею твердих домішок і продуктів конденсації (рис. 12.2). Внаслідок цього утворюється підінверсійний шар повітря, близький до стану насичення. Якщо надалі спостерігається приплив водяної пари знизу вгору, то під інверсією утворюється шар туману, нижня межа якого поступово опускається до поверхні землі. Утворення туману відбувається зверху вниз.

Вертикальна потужність радіаційного туману становить переважно 100-300 м, але в деяких випадках 50-100 м і менше. Верхню межу туману можна визначити за допомогою аерологічної діаграми. Дефіцит точки роси в шарі туману мало змінюється з висотою, і на верхній межі туману при температурі від 0 до -4°C він знаходиться в межах від 0 до $1,5^{\circ}\text{C}$, при температурі від -5 до -12°C не перевищує 2°C , а при -16°C не перевищує 3°C . Над шаром туману дефіцит різко зростає, що виражається в різкому відхиленні кривої точки роси ліворуч від кривої стратифікації.

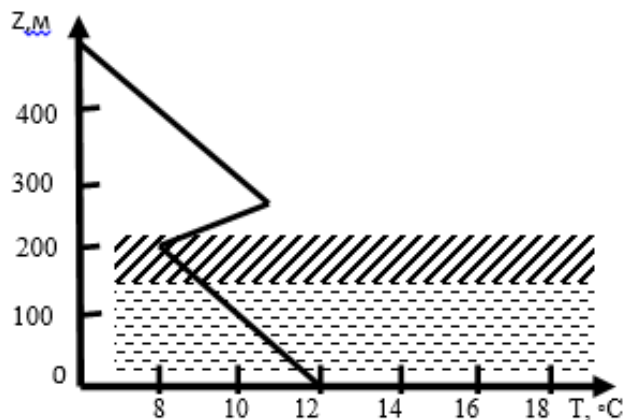


Рис. 12.2 – Схема утворення радіаційного туману.

Чим меншим є дефіцит точки роси у вихідний момент часу в шарі до 500-1000 м, тим швидше після заходу Сонця утворюється туман, і тим більшою буде його вертикальна потужність.

Утворення радіаційних туманів носить локальний характер, що пов'язано з місцевими фізико-географічними особливостями. Тумани не утворюють суцільну велику зону, їх розподіл по площі носить «плямистий» характер.

Тривалість існування радіаційного туману пов'язана з часом його утворення. Зазвичай більш тривалими є тумани, які виникають в першу

половину ночі. Тумани, що утворюються перед сходом Сонця, швидко розсіюються.

Розсіювання туману відбувається після сходу Сонця при інтенсивному прогріванні і відсутності вітру. Швидке підвищення температури в шарі туману призводить до руйнування інверсії, краплі туману випаровуються, і водяний пар за рахунок вертикальних рухів переноситься у верхні шари. Видимість в тумані поступово збільшується.

Прогноз радіаційного туману

У більшості з існуючих методів прогнозу радіаційного туману в якості вихідних даних використовується інформація за вечірній час, тобто за 19 годин. Це обумовлюється тим, що після 19 години для середніх широт припиняється приплив короткохвильової радіації і основною причиною зниження температури повітря є довгохвильове випромінювання підстильної поверхні.

При розробці прогнозу туману прогнозист має надати відповідь на наступні питання:

- чи очікується утворення туману, чи ні;
- якщо очікується, то коли (час виникнення);
- яка очікується видимість в тумані;
- коли туман розсіється (час розсіяння).

Існує доволі багато способів прогнозу радіаційних туманів, які умовно можна розділити на дві групи.

До першої групи можна віднести ті способи, в яких передбачається розрахунок двох основних величин – температури туманоутворення T_T і мінімальної температури $T_{\min}$.

В цьому випадку алгоритм прогнозу туману наступний:

– визначається температура туманоутворення T_T або необхідне для утворення туману зниження температури повітря ΔT_T (рис. 12.3);

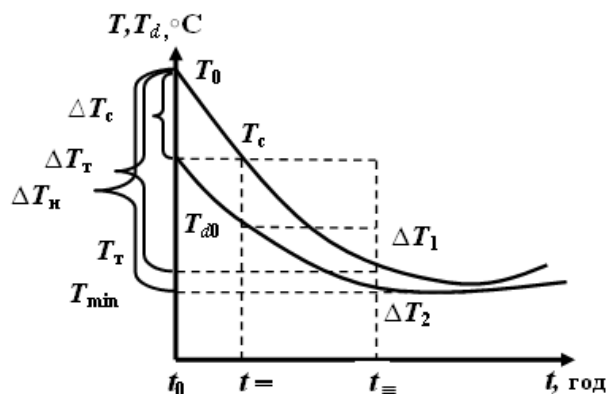


Рис. 12.3 – До визначення температури туманоутворення.

- розраховується мінімальна температура $T_{\min}$ або зниження температури протягом ночі з урахуванням стану неба і швидкості вітру $\Delta T_{\text{н}}$;
- порівнюються $T_{\text{т}}$ і $T_{\min}$ або $\Delta T_{\text{т}}$ і $\Delta T_{\text{н}}$.

Прогноз температури туманоутворення заснований на основі наступних умов. У момент заходу Сонця t_0 температура повітря, точка роси мають значення T_0 і T_{d0} , (рис. 12.3). Протягом ночі температура повітря знижується швидше, ніж точка роси. При $T = T_d$ відносна вологість стає рівною 100%. Однак при наявності гігроскопічних ядер, процес конденсації починається дещо раніше – при деякій температурі повітря T_k , яка перевищує температуру точки роси на деяку величину ΔT_1 . Але туман утворюється не в момент початку конденсації t_r , а тоді коли в одиниці об'єму утворюється концентрація крапель, через яку відбувається погіршення видимості до значень ≤ 1 км, тобто після початку конденсації необхідне ще деяке додаткове зниження температури ΔT_2 (за умови, що точка роси протягом даного проміжку часу буде знижуватися).

Якщо припустити, що зміна точки роси відбувається тільки за рахунок вологообміну (адвективні зміни точки роси є незначними), можна записати наступну формулу для визначення температури туманоутворення:

$$T = T_{d0} - \Delta T_d \quad (12.1)$$

де T_{d0} – точка роси в початковий момент часу t_0 (рис. 12.1); ΔT_d – величина можливого зниження точки роси протягом ночі від часу t_0 до часу утворення туману t_r

Якщо $T_{\text{т}} > T_{\min}$ або $\Delta T_{\text{т}} < \Delta T_{\text{н}}$, у прогнозі вказується туман. Якщо $T_{\text{т}}$ буде на 1-2 °С менше $T_{\min}$, то можливе утворення серпанку.

До другої групи способів прогнозу радіаційних туманів можна віднести способи, які засновані на отриманні аналітичних і графічних дискримінантних функцій. Ці методи передбачають отримання прогнозу в категоричній формі шляхом підстановки вихідних даних до розрахункової формули або графіку.

Адвективний туман виникає при переміщенні теплого повітря над холодною підстильною поверхнею. Трансформаційне охолодження повітря відбувається внаслідок турбулентного теплообміну з підстильною поверхнею. У більшості випадків адвективні і адвективно-радіаційні тумани утворюються при наявності приземної або підведеної інверсії. За даними М.Є. Берлянда, в 71% випадків адвективні тумани утворювалися за наявності підведеної інверсії на висоті 60-200 м.

Над територією України адвективні тумани виникають в основному при вторгненні морського повітря з Середземного і Чорного морів. Найчастіше цей вид туману виникає при температурі повітря від 5 до -5°C , як правило над сніговим покривом, рідкіше – над вологим відкритим ґрунтом. За даними І.В. Кошеленко у 76% випадків адвективний туман виникав над сніговим покривом і лише у 22% випадків – над вологим ґрунтом. Найбільш інтенсивні і тривалі тумани спостерігаються поблизу до межі снігового покриву, де тепле повітря, що натикає, з температурою вище за 0°C сильно охолоджується за рахунок втрати тепла на танення снігу. Адвективні тумани можуть виникати у будь-який час доби, проте вірогідність їх збільшується у вечірні і нічні години. В цьому випадку відбувається додаткове охолодження повітря за рахунок радіаційного вихолодження. Такі тумани відносяться до адвективно-радіаційних.

Адвективні тумани над сушею виникають при швидкості вітру від 1-2 до 5-6 м/с. Швидкість вітру 9-10 м/с практично є граничною для утворення туману. На півдні України адвективні тумани можуть утворюватися і зберігатися при швидкості вітру 12-15 м/с, за умов наявності великих горизонтальних градієнтів температури. Адвективно-радіаційні тумани виникають при швидкості 0-2 м/с.

Утворення адвективних туманів в основному залежить від швидкості вітру і горизонтального градієнту температури. Залежно від умов утворення розрізняють два види адвективних туманів: ті, що утворюються «знизу-вверх» і «зверху-вниз», тобто тумани які утворюються з хмар, що опускаються до низу.

Відомо, що в районі формування повітряної маси, повітря знаходиться в стані термічної рівноваги з підстильною поверхнею. Вертикальний розподіл температури в такій повітряній масі є близьким до адіабатичного, а вертикальний турбулентний теплообмін (рис. 12.4, а) практично відсутній. Внаслідок змін циркуляційних процесів тепла повітряна маса починає переміщуватися над холодною підстильною поверхнею. Механізм тепло- і вологообміну визначається інтенсивністю турбулентності і впорядкованими вертикальними рухами. Внаслідок вертикального обміну відбувається зміна профілю температури точки роси (рис. 12.4, б). Охолодження рухомого повітря починається у безпосередній близькості до земної поверхні, що призводить до утворення приземної інверсії. При слабкому вітрі (0-3 м/с) збільшується вертикальна потужність інверсії, повітря в турбулентному шарі охолоджуючись досягає стану насичення. Процес конденсації водяної пари призводить до утворення туману, який може змінювати свою інтенсивність і збільшуватись по вертикалі. Вертикальна потужність туману залежить від швидкості вітру.

При збільшенні швидкості вітру більше 5-6 м/с механізм утворення туману змінюється. Посилення вітру сприяє руйнуванню нижньої частини приземної інверсії і переходу її до підведеної інверсії на висоті 300-500 м (рис. 12.4, в).

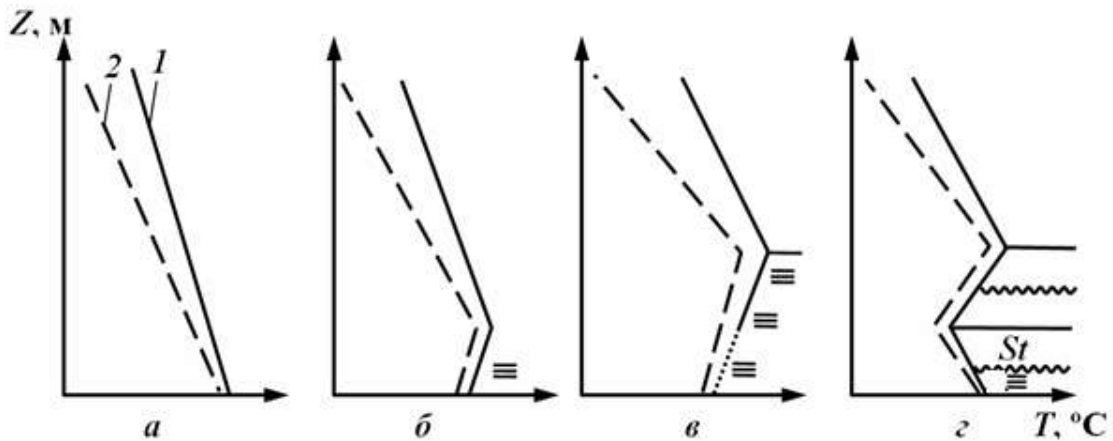


Рис. 12.4 – Зміна профілю температури в процесі утворення адвективного туману: 1 – крива температури; 2 – крива точки роси.

Вертикальний градієнт температури γ стає більшим за волого-адіабатичний, що ще більше посилює турбулентний обмін. Все це обумовлює підняття туману з подальшим переходом його до шаруватої хмарності. Для того щоб хмарність перейшла в туман, необхідно зменшення вертикального градієнту температури до значень менших за волого-адіабатичні або послаблення турбулентного обміну, тобто зменшення швидкості вітру (рис. 12.4, г).

Тривалість адвективних туманів визначається тривалістю існування синоптичного положення, при якому почалася адвекція тепла, і умов, необхідних для збереження туманів. Синоптичні процеси, при яких утворюються адвективні тумани є інертними, тому ці тумани можуть існувати від декількох годин до декількох діб. Адвективні тумани виникають одночасно на багатьох метеорологічних станціях, утворюючи суцільну зону великої горизонтальної протяжності.

Адвективний туман слід прогнозувати в тих випадках, коли відповідно до прогнозу синоптичного положення очікуються умови для адвекції теплого волого повітря на більш холодну підстильну поверхню.

Прогноз адвективного туману можна проводити як із застосуванням розрахункових способів, так і за допомогою синоптичного методу. Другий підхід застосовується при наявності на синоптичній карті зони з туманом. Розрахунок переміщення даної зони виконується як екстраполяційними

методами, так і шляхом переміщення її за потоком зі швидкістю, що дорівнює 0,7 – 0,8 від швидкості градієнтного вітру біля поверхні землі.

При прогнозі переміщення зони адвективного туману слід брати до уваги її розширення вночі у зв'язку з радіаційним вихолоджуванням приземного шару повітря і зменшення вдень внаслідок прогрівання нижнього шару повітря від поверхні землі. Добовий хід вітру також впливає на розміри зони туману та його інтенсивність.

У перехідні сезони року слід враховувати положення границі снігового покриву. При від'ємних температурах над сніговою поверхнею зона адвективних туманів зменшується. Це є наслідком переносу водяної пари з повітря на кристали льоду підстильної поверхні. При додатних температурах поверхня льоду, що тане зазвичай є вкритою плівкою води, в результаті чого властивість снігу розсіювати туман не проявляється.

Для попередньої оцінки умов утворення адвективного туману слід проаналізувати термогігрометричні характеристики в повітрі, що переміщується до пункту прогнозу. Додатні різниці температури повітря, точки роси на початку траєкторії та в пункті прогнозу вказують на можливість утворення туману. Чим більшою є ця різниця, тим більшою є вірогідність виникнення туману. Дефіцит точки роси в теплому повітрі при цьому не має перевищувати 2°C при додатній температурі 3°C при від'ємній.

Більшість з використовуваних в прогностичній практиці розрахунково-графічних способів побудовано з використанням розглянутих вище параметрів в різному стані. Вихідною метеорологічною інформацією при розробці прогнозу адвективного туману є приземні карти погоди, карти АТ₉₂₅, або АТ₈₅₀, дані вертикального зондування атмосфери, результати щомісячних метеорологічних спостережень. Здебільшого ці методи дозволяють розробляти прогноз туману із завчасністю 8 – 10 годин.

Загальний алгоритм прогнозу можна представити у наступному вигляді.

1. Використовуючи метод траєкторій, визначають початкову точку переносі (вихідний район) у відповідності із обраною завчасністю прогнозу.

2. У вихідному районі і в пункті прогнозу визначають значення предикторів відповідно до обраного способу прогнозу.

3. Використання графіку або вирішення рівняння дозволяє дійти до прогностичного висновку відносно можливості утворення туману або його відсутності.

Прогноз фронтального туману

Прогноз фронтального туману зводиться в першу чергу до прогнозу переміщення і еволюції атмосферного фронту і до наступного аналізу фізичних умов, що є сприятливими для виникнення туману в зоні фронту, з

урахуванням добового ходу метеорологічних величин і місцевих фізико-географічних умов.

Сприятливими умовами для утворення фронтального туману є:

1) температура теплого повітря на верхній межі фронтальної інверсії вище за 0°C , а різниця між її значенням на цьому рівні і температурою холодного повітря на висоті 2м поблизу до ділянки фронту проходження якої очікується через пункт прогнозу складає $3 - 5^{\circ}\text{C}$;

2) дефіцит точки роси у холодному повітрі поза зоною фронтальних опадів не перевищує 2°C ;

3) швидкість вітру в холодному підфронтальному повітрі не перевищує 6 м/с.

Для визначення еволюції фронтального туману, що вже утворився, необхідно керуватися наступними положеннями:

1) якщо в нижньому кілометровому шарі є шар інверсії температури і її величина більше 2°C , то дощ, як правило, посилює туман;

2) при зниженні температури в тому ж самому шарі більше ніж на $0,4 - 0,5^{\circ}\text{C}$ на 100м у більшості випадків дощ розсіює туман тим швидше, чим вищою є нижня межа хмар і більшим є падіння температури з висотою;

3) при ізотермії слабкий і помірний дощ може лише викликати послаблення туману внаслідок часткової коагуляції крапель туману з краплями дощу, а не повне його розсіяння. Завдяки однаковій температурі крапель дощу і туману випаровування ні тих, ні інших немає;

4) якщо дощ переходить в сніг, то незалежно від стратифікації туман слабшає або розсіюється.

Прогноз туманів над водоймами

Туман випаровування над водною поверхнею виникає у випадках, коли температура поверхні води є значно вищою за температуру повітря, що переміщується з суші. Зазвичай при тумані різниця $\Delta T = (T_{\text{води}} - T_{\text{повітря}}) \geq 10^{\circ}\text{C}$, а відносна вологість довколишнього повітря $R \geq 70\%$. Зі зменшенням відносної вологості мінімальна різниця ΔT , при якій починається утворення туману, збільшується. Оскільки зі збільшенням швидкості вітру посилюється турбулентне перемішування, мінімальна різниця ΔT зі збільшенням швидкості вітру теж збільшується.

Туман випаровування у відкритому морі може утворитися поблизу до границі холодної морської течії при переміщенні повітря з холодної води на теплу. Це відбувається в тому випадку, коли різниця температури холодного повітря і теплої водної поверхні складає 10°C і більше. При наявності потужної теплої течії туман випаровування утворюється безпосередньо над самою течією (наприклад, течія Гольфстрім поблизу до о. Ньюфаундленд).

Туман випаровування над рікою і на її підвітряному березі зазвичай утворюється в осені і на початку зими, коли температура поверхні незамерзлої води є близької до 0°C , а повітря і поверхня ґрунту мають температуру значно нижчу за 0°C .

Прогноз туману при сильних морозах

На аеродромах джерелом додаткового зволоження є водяна пара, що утворюється під час роботи авіаційних двигунів. Якщо відносна вологість у довколишньому повітрі вище за деяке критичне значення при даній температурі, то виникає пересичення по відношенню до льоду, зародкові краплини води замерзають і швидко утворюється туман. При температурі повітря нижче -39°C льодяний туман може утворитися при будь якому значенні відносної вологості.

Контрольні питання:

1. Що називається туманом?
2. Які синоптичні та метеорологічні умови сприяють утворенню радіаційного туману?
3. Розрахунок яких основних величин дозволяє здійснити прогноз радіаційного туману?
4. Які умови є сприятливими для утворення адвективного туману?
5. Опишіть загальний алгоритм прогнозу адвективного туману?
6. Які умови є сприятливими для утворення фронтального туману?
7. В яких випадках виникає туман випаровування над водними поверхнями?
8. Що є джерелом додаткового зволоження при утворенні морозного туману?

ПРАКТИЧНА РОБОТА №1.

Прогноз температури туманоутворення

Мета роботи: набуття практичних навиків з визначення температури туманоутворення за різними способами.

Завдання 1. Визначити температуру туманоутворення за способом О. С. Зверева

Вихідні матеріали:

1. Комплект карт погоди (архів АРМ синоптика).
2. Дані темепературно-вітрового зондування атмосфери.

Таблиця 12.1 – Варіанти вхідних даних

№ варіанту	Пункт прогнозу	Дата	№ варіанту	Пункт прогнозу	Дата
1	Одеса	27.11.19	8	Дніпро	07.11.20
2	Київ	02.12.18	9	Миколаїв	07.11.20
3	Одеса	02.12.18	10	Херсон	08.11.20
4	Одеса	02.03.17	11	Миколаїв	08.11.20
5	Одеса	22.03.17	12	Кишинів	05.03.16
6	Харків	03.11.20	13	Херсон	15.03.19
7	Херсон	03.11.20	14	Полтава	15.03.19

Рекомендації по виконанню завдання

1. На кільцевих картах на АРМ синоптика визначити значення T_{13} і T_{d13} на відповідній станції за відповідну дату (відповідно до вхідних даних).
2. По значеннях T_{13} і T_{d13} використовуючи психрометричні таблиці визначити значення відносної вологості R_{13} .
3. По значеннях T_{13} і R_{13} визначити нічне зниження температури, необхідне для утворення туману ΔT_T по номограмі на рис. 12.5.
4. Визначити температуру туманоутворення за формулою:

$$T_T = T_{13} - \Delta T_T. \quad (12.2)$$

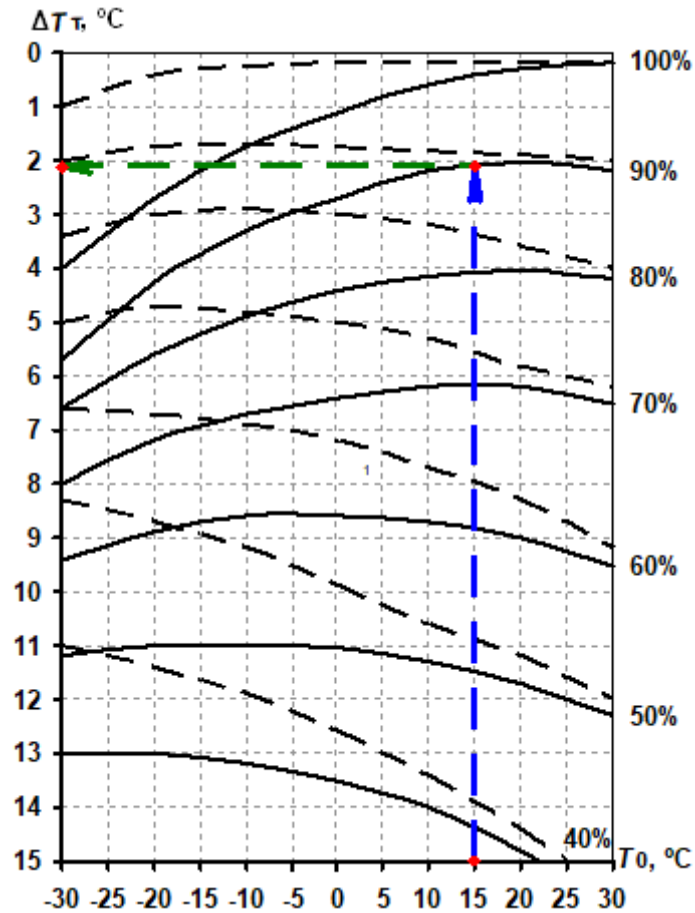


Рис. 12.5 – Номограма для визначення нічного зниження температури, необхідного для утворення туману (ΔT_t).

Завдання 2. Визначити температуру туманоутворення за методом Кирюхіна.

Вихідні матеріали.

Аналогічно до завдання 1, практичного заняття 1, теми 5.

Рекомендації по виконанню завдання:

1. На кільцевих картах на АРМ синоптика визначити значення T_{13} і T_{d13} з відповідної станції за відповідну дату (відповідно до вхідних даних).

2. По значеннях T_{13} і T_{d13} використовуючи психрометричні таблиці визначити значення відносної вологості за 13 годин R_{13} .

3. По нижній частині графіку на рисунку 12.6, від значення температури за 13 годин піднятися вертикально вгору до значення відносної вологості за 13 годин і переміститися горизонтально вліво де на вертикальній шкалі нижньої частини графіку зняти значення ΔT_1 .

4. Від точки перетину значень температури і вологості за 13 годин у нижній частині графіку піднятися вгору уздовж нахильних ліній до значення вологості 100% (до лінії, що з'єднує обидві частини графіку).

5. Від отриманої точки піднятися вертикально вгору до перетину з кривою у верхній частині графіку, що обмежує область «Слабкий туман» і переміститися вліво де на вертикальній шкалі верхньої частини графіку зняти значення ΔT_2 .

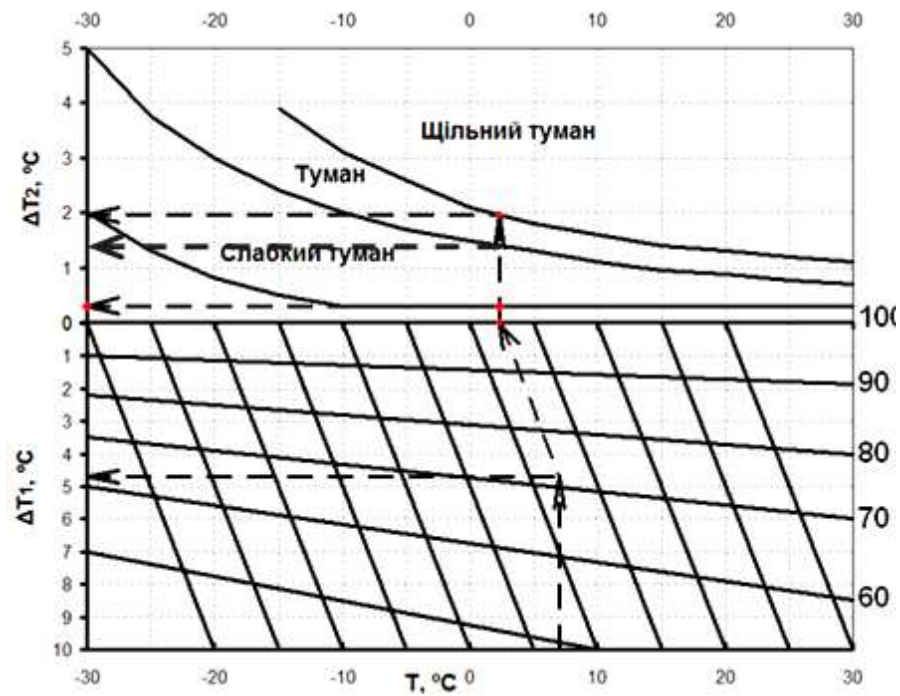


Рис. 12.6 – Номограма для визначення нічного зниження температури, необхідного для утворення туману за методом Кирюхіна.

6. Визначити значення температури туманоутворення за наступною формулою:

$$T_T = T_{13} - (\Delta T_1 + \Delta T_2) \quad (12.3)$$

Завдання 3. Визначити температуру туманоутворення за способом М.Е. Берлянда.

Вихідні матеріали.

Аналогічно до завдання 1, практичного заняття 1, теми 5.

Рекомендації по виконанню завдання:

1. Визначити температуру туманоутворення по формулі:

$$T_T = \frac{2T_{d0} + T_{d-6} + T_{d-12} + T_{d-18}}{5} \quad (12.4)$$

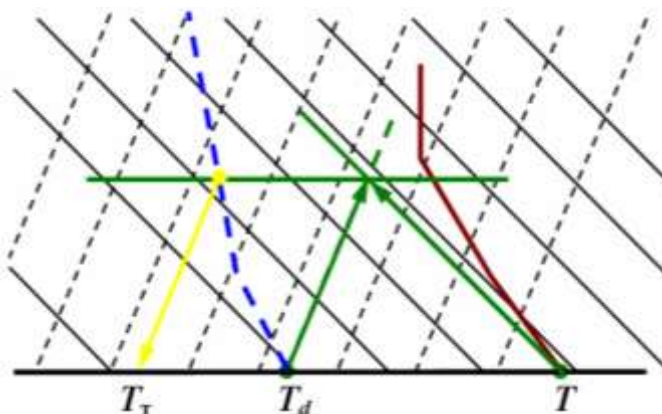
T_{d-6} , T_{d-12} , T_{d-18} – значення температури точки роси за попередні строки.

Вихідні матеріали.

Рекомендації по виконанню завдання:

1) від фактичних значень температури повітря біля поверхні землі та температури точки роси T_d у денний максимум визначити висоту рівня конденсації;

З) з точки перетину цієї лінії з кривою точки роси спуститися уздовж ізограми до ізобари приземного тиску. Знайдена температура і буде температурою туманоутворення.



Для специфічних випадків стратифікації температури і вологості повітря Сандерс пропонує два інші алгоритми. У випадку *типу I* порядок визначення температури туманоутворення такий (рис. 12.8):

18

2) ігноруючи цей відрізок кривої стратифікації, продовжити до рівня ізобари приземного тиску її вище розташований профіль;

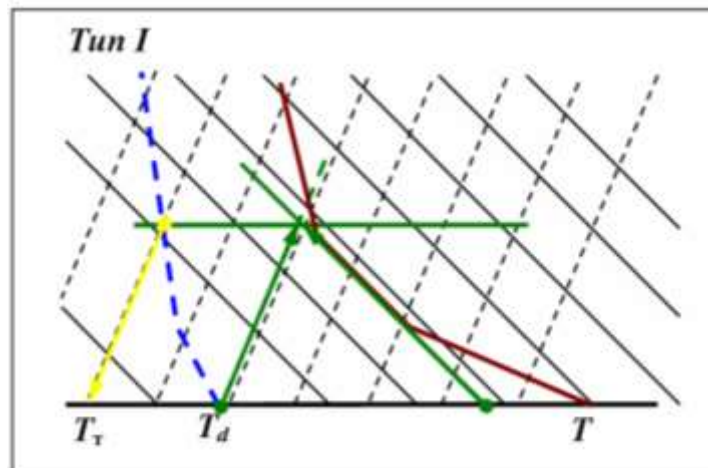


Рис. 12.8 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (специфічний випадок, *тип I*).

3) від одержаного значення приземної температури та значення температури точки роси у момент денного максимуму визначити рівень конденсації;

4) подальші дії згідно п.п. 2 та 3 для загального випадку.

Тип II специфічних випадків розподілу температури і вологості з висотою стосується такої структури їх розподілу, коли з певного рівня спостерігається різке збільшення значень дефіциту точки роси, при цьому у нижніх шарах розташовується вологе повітря (рис. 12.9). У цьому випадку дії прогнозіста за стандартною процедурою призводять до хибних результатів.

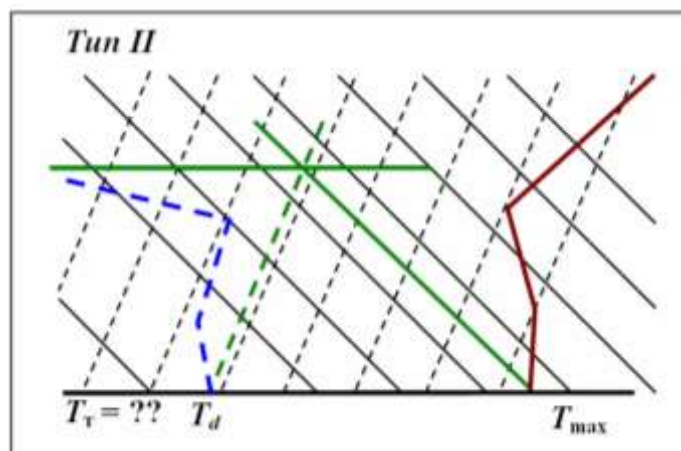


Рис. 12.9 – До визначення температури туманоутворення (специфічний випадок, *тип II*).

У цьому випадку як вказано на рис. 12.10 прогнозіст повинен:

- 1) проігнорувати відрізок кривої точки роси, з якого починається різке збільшення дефіциту точки роси;
- 2) продовжити той профіль кривої точки роси, який спостерігається у нижчезрештованому шарі, зайнятого вологим повітрям;
- 3) від значення приземної температури та значення температури точки роси у момент денного максимуму визначити рівень конденсації, провести горизонтальну лінію на його рівні;
- 4) від точки перетину цієї лінії з проекстрапольованим профілем кривої точки роси спуститися уздовж ізограни до ізобари приземного тиску, де зняти значення температури туманоутворення.

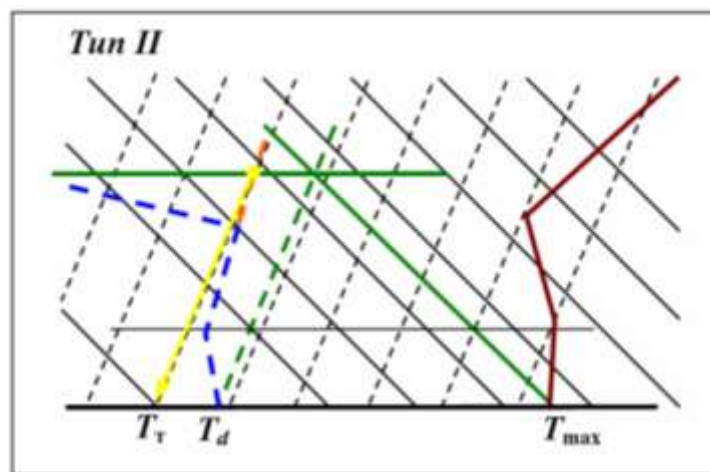


Рис. 12.10 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (специфічний випадок, тип II).

Крім цього Сандерс рекомендує враховувати такі загальні рекомендації:

- якщо інверсія осідання знаходиться у межах 30 гПа шару від поверхні землі, то температура туманоутворення буде дорівнювати температурі точки роси біля поверхні землі;
- якщо вдень спостерігався дощ, то значення температури туманоутворення буде дещо вищим розрахункового;
- якщо радіозонд піднімався під дощем, то значення температури туманоутворення буде дещо нижчим розрахункового;
- якщо після досягнення денного максимуму температури морський бриз сягає пункту прогнозу, використовуйте значення температури точки роси у прибережному районі в якості температури туманоутворення;
- якщо розрахункова температура туманоутворення нижча 0°C, то дійсна температура туманоутворення буде дещо нижчою через утворення паморозі.

Прогностичні висновки щодо можливості утворення туману Сандерсом пропонується робити на підставі різниці між температурою туманоутворення і мінімальною температурою $\Delta T = T_t - T_{\min}$ за даними табл. 12.2

Таблиця 12.2 – До визначення можливості утворення туману

Значення ΔT , °C	Прогностичний висновок
$\Delta T > 0$	туман очікується
$0 < \Delta T < -2$	очікується серпанок з осередками туману в улоговинах та над річками
$\Delta T \leq -2$	туман не очікується

Завдання 5. Визначення температури туманоутворення за методом Кредока і Прічарда (Craddock & Prichard method)

Вихідні матеріали.

Аналогічно до завдання 1, практичного заняття 1, теми 5.

Рекомендації по виконанню завдання:

1. На кільцевих картах визначити значення T_{13} і T_{d13} на відповідній станції за відповідну дату (згідно з варіантом).
2. По прогностичним даним визначити значення кількості хмарності та швидкості геострофічного вітру ввечері, середині ночі та вранці.
3. Розрахувати середнє значення кількості хмарності та швидкості геострофічного вітру.
4. По значеннях середньої кількості хмарності та швидкості геострофічного вітру, по таблиці 12.3 визначити значення коефіцієнту A .

Таблиця 12.3. – До визначення коефіцієнту A

Середня кількість хмарності, октанти	Середня швидкість геострофічного вітру, м/с	
	0-6	7-13
0-2	0,0	-1,5
2-4	0,0	0,0
4-6	+1,0	+0,5
6-8	+1,5	+0,5

5. По формулі (12.5) визначити значення температури туманоутворення.

$$T_t = 0,044T_{13} + 0,844T_{d13} - 0,55 + A. \quad (12.5)$$

6. Порівняти значення температури туманоутворення отриманої за різними методами.

ПРАКТИЧНА РОБОТА №2.

Прогноз радіаційного туману

Мета роботи: набуття практичних навиків з розробки прогнозу радіаційного туману під час метеорологічного забезпеченні авіації.

Завдання1. Прогноз утворення радіаційного туману на аеродромі (згідно варіанту) за способом Зверева.

Вихідні матеріали.

Аналогічно до завдання 1, практичного заняття 1, теми 5.

Рекомендації по виконанню завдання

1. Відповідно до варіанту знайти на карті станцію і визначити, чим обумовитися погода на даній станції у нічний строк. наступної доби.

2. По значеннях T_{19} (T_{13}) і R_{19} (R_{13}) у залежності від пори року (для теплої пори року якості вхідних використовуються значення величин за 19 годин для холодної за 13 годин) визначити нічне зниження температури, необхідне для утворення туману ΔT_T або серпанку ΔT_c по номограмі на рис. 12.1 (попереднього практичного заняття).

3. По тих самих значеннях T_{19} (T_{13}) і R_{19} (R_{13}) визначити нічне зниження температури при ясному небі ΔT_H по номограмі на рис. 13.2.

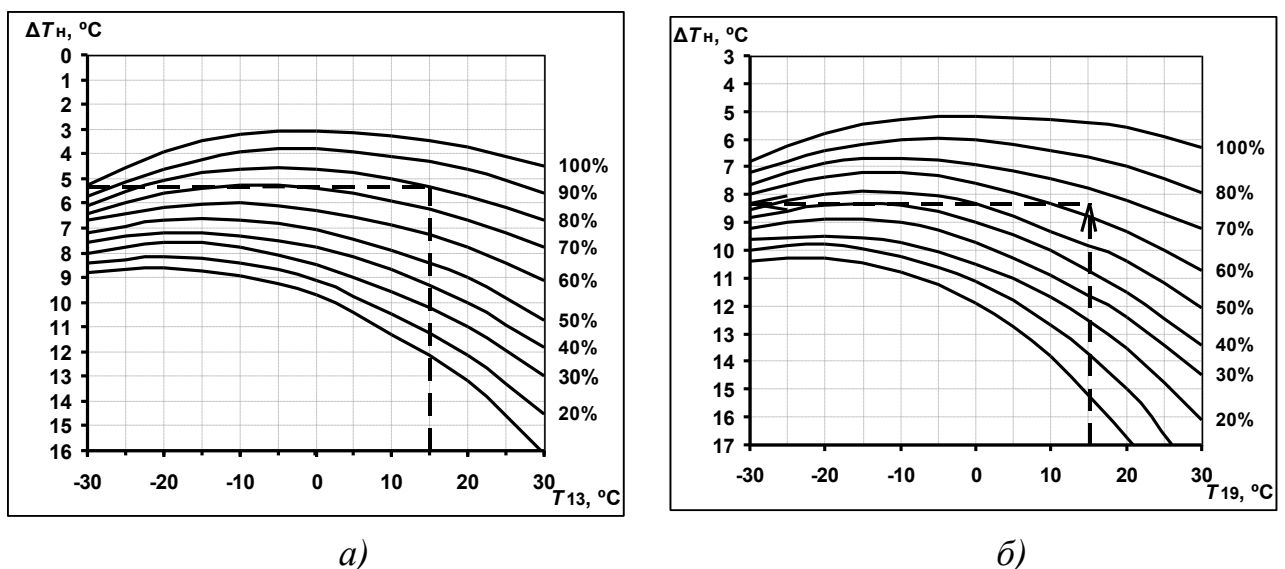


Рис. 13.2 – Номограми для визначення нічного зниження температури при ясному небі (ΔT_H): а) – для холодної пори року; б) – для теплої пори року..

4. Врахувати місцеву поправку на нічне зниження температури при ясному небі:

$$\Delta T_{\text{н вип}} = \Delta T_{\text{н}} + \varphi. \quad (13.1)$$

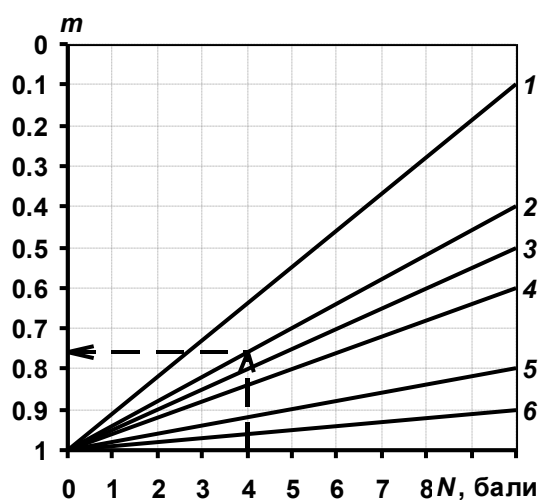
5. Використовуючи прогностичні значення кількості хмарності n визначити коефіцієнт m , що враховує поправку на хмарність по номограмі на рис. 13.3.

6. По значенню $\Delta T_{\text{н вип}}$, прогностичній швидкості вітру u , і коефіцієнту m визначити нічне зниження температури $\Delta T'_{\text{н (вип.)}}$ з використанням номограм на рис. 13.4.

7. Порівняти значення $\Delta T_{\text{т}}$ і $\Delta T'_{\text{н (вип.)}}$ і зробити висновок про утворення туману:

при $\Delta T_{\text{т}} \leq \Delta T'_{\text{н (вип.)}}$ – прогнозується туман;

при $\Delta T_{\text{т}} > \Delta T'_{\text{н (вип.)}}$ – прогнозується відсутність туману.



Відмінна цифра	Прогнозована хмарність (С)
1	Нижня
2	Середня щільна
3	Середня середня
4	Середня тонка
5	Верхня щільна
6	Верхня тонка

Рис. 13.3 – Графік для визначення поправочного коефіцієнта (m) по очікуваній кількості (N) і формі хмарності (C).

У другому випадку прогнозується можливість утворення серпанку. Для цього по номограмі на рис. 12.1 визначається величина нічного вихолоджування, необхідного для утворення серпанку $\Delta T_{\text{с}}$ з використанням пунктирної кривої. При $\Delta T_{\text{н}} > \Delta T_{\text{с}}$ прогнозується утворення серпанку.

8. Для визначення часу утворення туману розраховується відношення $\Delta T_{\text{т}} / \Delta T'_{\text{н (вип.)}}$ і по графіку на рис. 13.5 визначається частина ночі n , через яку після заходу сонця утворюється туман.

9. Розраховується час, через який виникає радіаційний туман: $\Delta t_{\text{т}} = n \cdot \Delta t_{\text{н}}$ ($\Delta t_{\text{н}}$ – тривалість ночі) і визначається момент його утворення: $t_{\text{т}} = t_{\text{з.с.}} + \Delta t_{\text{т}}$ ($t_{\text{з.с.}}$ – час заходу Сонця).

10. Формулюється прогноз туману.

11. Порівняти розроблений прогноз радіаційного туману з реальною обстановкою на аеродромі по приземній карті за 03 год. 11 березня.

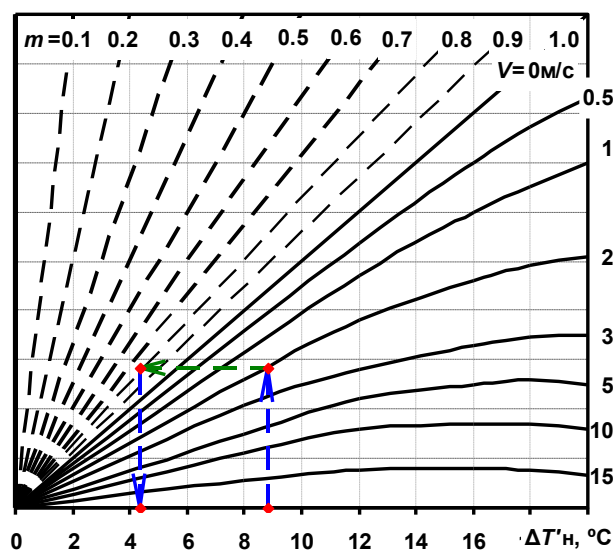


Рис. 13.4 – Номограма для визначення нічного зниження температури $\Delta T'_{\text{н (вип.)}}$ з урахуванням впливу хмарності і вітру.

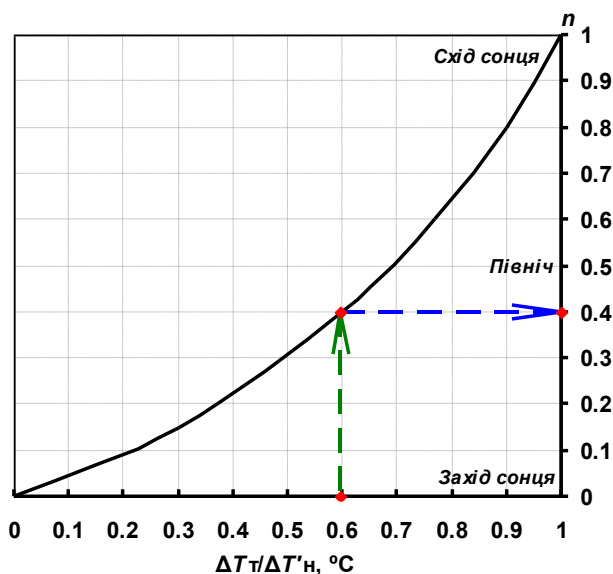


Рис. 13.5 – Графік для прогнозу часу утворення туману.

Звітні матеріали

1. Заповнена таблиця 13.1 з результатами розрахунків.
2. Формулювання прогнозу туману (аналогічно прикладу).

Приклад:

Розробити прогноз радіаційного туману для району станції Одеса на ніч 11.03.

1. Вночі 11.03 погода в районі станції Одеса обумовиться впливом гребеню антициклону зі сходу.

2. $\Delta T_T = 3,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

3. $\Delta T_H = 6,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

4. $\Delta T_{H(\text{вип.})} = \Delta T_H + \varphi = 6,2 + 0,7 = 6,9 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

5. $m = 0,9$.

6. $\Delta T'_{H(\text{вип.})} = 4,4$.

7. $\Delta T'_{H(\text{вип.})} > \Delta T_T$ - прогнозуємо туман.

8. $\Delta T_T / \Delta T'_{H(\text{вип.})} = 0,72$, по рис. 13.5 визначаємо $n = 0,5$.

9. $\Delta t_T = n \cdot \Delta t_H = 0,5 \cdot 11,5 = 5,8 \text{ год.} = 5 \text{ год. } 48 \text{ хв.};$

$t_m = t_{з.с.} + \Delta t_T = 18 \text{ год. } 30 \text{ хв.} + 5 \text{ год. } 48 \text{ хв.} = 23 \text{ год. } 18 \text{ хв.}$

10. Погода в районі станції Одеса з 18год. 10.03 до 6год. 11.03 обумовиться гребенем антициклону зі сходу. Малохмарно. Серпанок, з переходом в туман в період з 23 до 24 години.

11. За 03 год. 11.03 на ст.. Одеса спостерігається туман, видимість 300 м.

Завдання 2. Прогноз утворення радіаційного туману за способом М.Е. Берлянда для пункту (згідно варіанту).

Вхідні матеріали:

1. Вхідні дані для прогнозу туману за способом М.Є. Берлянда (таблиця 13.1).

Таблиця 13.1 – Вхідні дані для прогнозу туману за способом Берлянда

№ вар-т	$T_{19},$ $^{\circ}\text{C}$	$T_{13},$ $^{\circ}\text{C}$	$T_{07},$ $^{\circ}\text{C}$	$T_{01},$ $^{\circ}\text{C}$	$T_{d19},$ $^{\circ}\text{C}$	$T_{d13},$ $^{\circ}\text{C}$	$T_{d07},$ $^{\circ}\text{C}$	$T_{d01},$ $^{\circ}\text{C}$	хмарність			$V,$ м/с	Стан грунту	Тривал. ночі
									N	C	h			
0	13,0	13,7	7,2	8,6	6,2	6,2	6,9	6,4	5	Ci	верх	1	вологий	12
1	19,5	22,5	14,2	15,3	10,2	18,2	12,4	13,4	7	Cs	верх	2	вологий	8
2	18,5	20,4	13,2	14,4	12,5	17,2	11,4	12,4	3	Ac	серед	1	сухий	10
3	14,5	17,4	9,3	10,3	10,2	12,6	8,0	9,0	9	Cs	верх	2	вологий	8
4	19,0	15,5	13,2	13,6	9,8	13,4	11,4	12,2	2	Cc	верх	3	вологий	10
5	20,2	16,7	14,4	14,8	11,0	14,3	12,6	13,4	4	As	серед	1	вологий	10
6	12,0	14,0	6,0	10,0	7,0	7,0	5,5	8,0	3	Cs	верх	2	вологий	8
7	20,0	22,5	15,0	17,0	11,2	10,5	13,0	15,0	9	Cs	верх	2	вологий	8
8	24,0	25,7	11,2	15,6	16,2	12,2	9,9	10,4	5	Ci	верх	1	вологий	12
9	23,0	24,0	10,0	17,0	15,0	11,0	9,5	15,0	2	Cc	верх	3	вологий	10
10	17,0	18,0	8,6	12,0	9,9	8,0	8,0	11,0	3	Ac	серед	1	сухий	10
11	13,5	17,4	9,3	10,3	10,2	12,6	8,0	9,0	5	Cs	верх	2	вологий	8
12	11,0	13,0	6,0	10,0	6,0	7,0	5,5	8,0	8	Cs	верх	2	вологий	8
13	10,5	13,4	9,3	11,3	9,2	10,6	9,0	10,0	2	Cs	верх	2	вологий	8
14	25,2	27,7	14,4	17,8	11,0	14,3	12,6	13,4	5	As	серед	2	вологий	10
15	18,8	20,5	13,2	14,4	12,5	17,2	11,4	12,4	9	Ac	серед	1	сухий	10

Рекомендації по виконанню завдання :

1. Розрахувати середню температуру повітря:

$$\bar{T} = \frac{2T_{19} + T_{13} + T_{07} + T_{01}}{5} \quad (13.2)$$

2. Визначити температуру туманоутворення:

$$T_{\tau} = \frac{2T_{d19} + T_{d13} + T_{d07} + T_{d01}}{5} \quad (13.3)$$

3. По величині $\bar{T}$ і T_{d19} визначити величину ефективного випромінювання землі E_o при безхмарному небі (табл. 13.2).

Таблиця 13.2 – Значення ефективного випромінювання землі при безхмарному небі (E_o , кал/(см² · мін))

$T_{сер},$ °С	Температура точки роси по градаціях, $T_{d19},$ °С															
	-20 -13	-13 -12	-12 -9	-8 -5	-4 -2	-1 0	1 2	3 5	6 8	9 11	12 13	14 15	16 17			
-10	0,13	0,12	0,11													
-5	0,14	0,13	0,12	0,12												
0	0,15	0,14	0,13	0,13	0,12											
5	0,16	0,16	0,14	0,14	0,13	0,12	0,12	0,12								
10	0,17	0,16	0,15	0,15	0,14	0,14	0,13	0,12	0,12	0,11						
15		0,17	0,16	0,16	0,15	0,14	0,14	0,13	0,12	0,12	0,11	0,10				
20			0,18	0,17	0,16	0,15	0,15	0,14	0,13	0,12	0,12	0,11	0,10			
25					0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13	0,12	0,11	0,10			
30						0,18	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13	0,12	0,11	0,10		

4. По значенню E_o і очікуваній хмарності визначити значення ефективного випромінювання землі E при хмарному стані неба (табл. 13.3).

Таблиця 13.3 – Значення ефективного випромінювання землі при хмарному стані неба (E , кал/(см² · мін))

Переважаюча хмарність (вид)	Кількість хмар вночі (бал.)	Ефективне випромінювання (E_o , кал/(см ² · мін) при безхмарному небі							
Верхня	2-3	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15	0,16	0,17
Середня		0,10	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15	0,16
Нижня		0,09	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15	0,16
Верхня	4-5	0,10	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15	0,16
Середня		0,08	0,09	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,14
Нижня		0,08	0,08	0,09	0,10	0,11	0,12	0,12	0,13
Верхня	6-7	0,08	0,09	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,14
Середня		0,07	0,08	0,08	0,09	0,10	0,10	0,11	0,12
Нижня		0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,09	0,10	0,10
Верхня	8-10	0,08	0,09	0,10	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14
Середня		0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,09	0,10	0,10
Нижня		0,04	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06

6. Обчислити мінімальну температуру на ніч:

$$T_{\min} = T_{19} - \Delta T \quad (13.4)$$

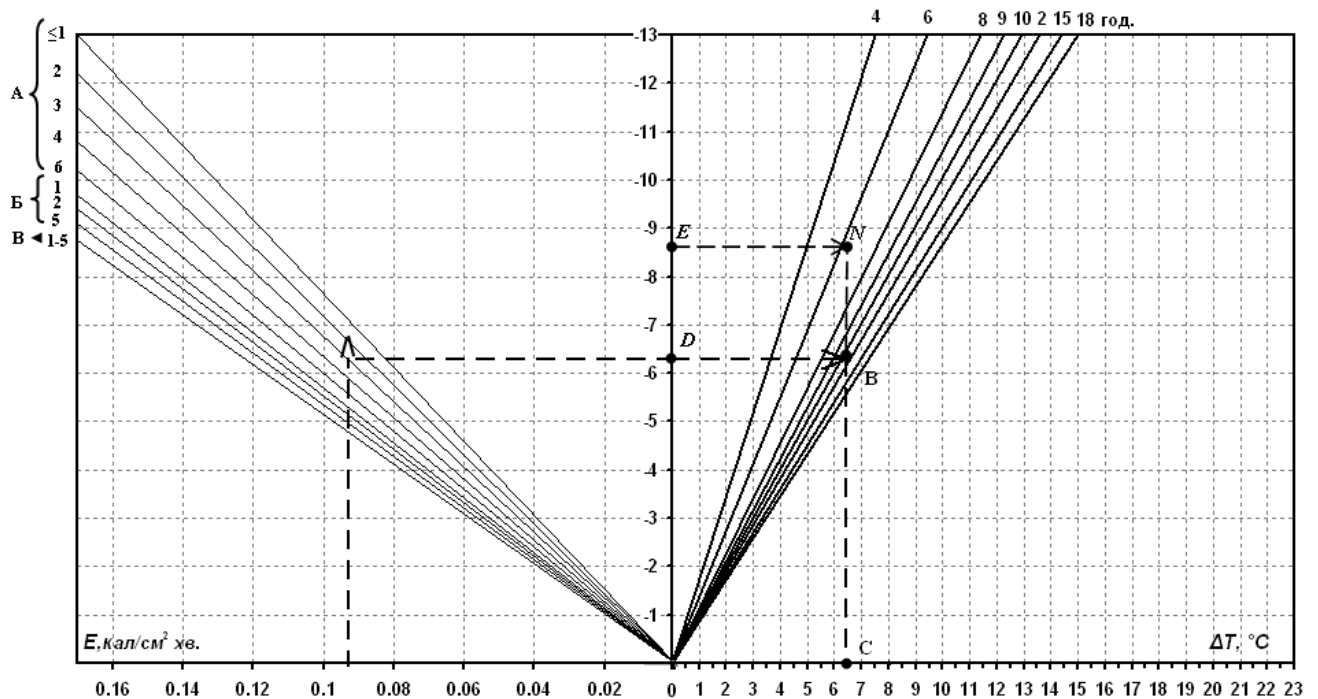


Рис. 13.6 – Номограма для визначення очікуваного зниження температури повітря (ΔT , °C) при прогнозі туману (A – сухий, B – вологий, B – мокрий ґрунт)

7. Обчислити зниження температури, необхідне для утворення туману:

$$\Delta T_T = T_{19} - T_T \quad (13.5)$$

8. Сформулювати висновок про можливість утворення туману. При $\Delta T > \Delta T_T$ або $T_T > T_{\min}$ слід прогнозувати туман.

9. Для прогнозу часу виникнення туману знайти точку D – точка перетину вертикальної лінії OA (в центрі графіка) з лінією AB. Від точки D по вертикалі відкласти відрізок DE рівний різниці $T_{19} - T_{\text{сер}}$. Від знайденої точки E провести управо горизонталь. На нижній горизонтальній шкалі відкласти відрізок OC рівний величині нічного зниження температури ΔT . Від точки C відновити вертикаль до перетину з горизонталлю, яка відкладена з точки E. Точка їх перетину N, яка знаходиться між похилими лініями, указує, через скільки годин від початкового строку утворюється туман.

11. Заповнити таблицю 13.5.

Звітні матеріали

1. Заповнена таблиця 13.4 в робочому зошиті згідно свого варіанту.

Приклад:

Розробити прогноз радіаційного туману за вхідними даними варіанту № 0.

Результати розрахунків представлені в таблиці 1.5.

Таблиця 13.4 – Прогноз радіаційного туману за способом М.Є. Берлянда

№ вар-ту	$T_{\text{сер}},$ °C	$T_{\text{г}},$ °C	$E_0,$ кал/см ² хв.	$E,$ кал/см ² хв.	$\Delta T,$ °C	$T_{\text{min}},$ °C	$\Delta T_{\text{г}},$ °C	Прогноз туману (серпанку)	$T_{19} - T_{\text{сер}}$	Час утворення туману
0	11,1	6,4	0,12	0,11	6,7	6,3	6,6	туман	1,9	2:30

Завдання 3: Розробити прогноз видимості у радіаційному тумані по способу Петренко і Сироти в районі аеродрому.

Вихідні матеріали.

Аналогічно до завдання 1, практичного заняття 1, теми 5.

Рекомендації по виконанню завдання

1. Визначити значення температури точки роси перед заходом сонця T_{d19} та величину нічного вихолодження $\Delta T'_{\text{н}}$ (випр).

2. Розрахувати мінімальну температуру на ніч за формулою 13.6.

$$T_{\text{min}} = T_{19} - \Delta T'_{\text{н}} \text{ (випр)} \quad (13.6)$$

3. Розрахувати максимальне положення точки роси протягом ночі за формулою 13.7.

$$\Delta T_{d\text{max}} = T_{d19} - T_{\text{min}} \quad (13.7)$$

4. По номограмі на рис. 13.7 визначити мінімальну видимість у тумані.

5. Сформулювати прогноз видимості у тумані.

6. Порівняти розроблений прогноз видимості у радіаційному тумані з фактичним значенням на аеродромі по приземній карті за 03 год. 11 березня.

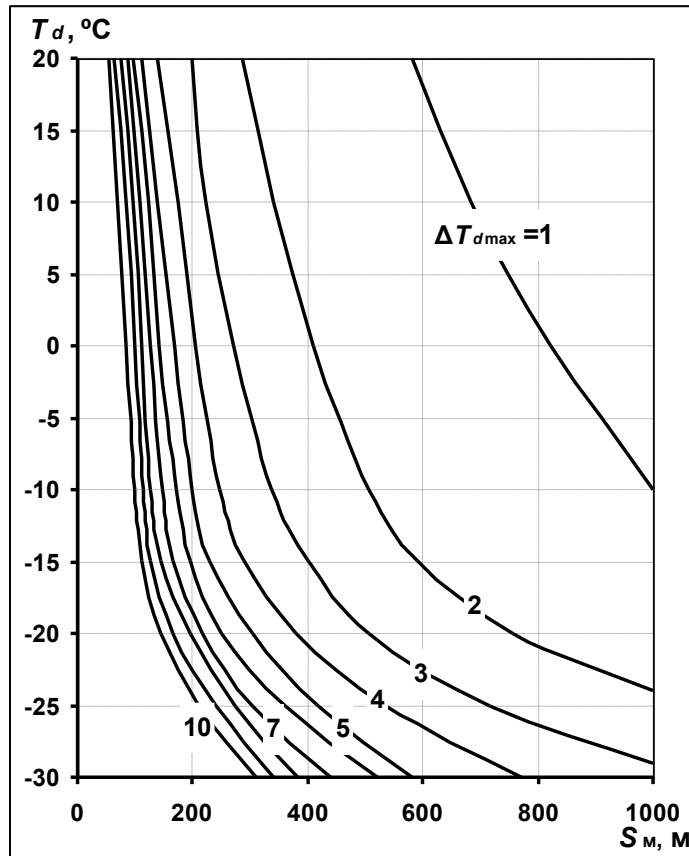


Рис. 13.7 – Номограма для прогнозу мінімальної видимості (S_M) у радіаційному тумані.

7. Оцінити видимість у радіаційному тумані використовуючи наступні критерії

$$T_T - T_{\min} < 1 \text{ } ^\circ\text{C} \quad S_M = 500 - 1000 \text{ м}$$

$$T_T - T_{\min} = 1 - 2 \text{ } ^\circ\text{C} \quad S_M = 300 - 500 \text{ м}$$

$$T_T - T_{\min} > 2 \text{ } ^\circ\text{C} \quad S_M < 300 \text{ м.}$$

Звітні матеріали

1. Заповнена таблиця з результатами розрахунків.
2. Формулювання прогнозу видимості у тумані.

ПРАКТИЧНА РОБОТА №3.

Прогноз адвективного туману

ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

Мета роботи: набуття практичних навиків з розробки прогнозу адвективного туману під час метеорологічного забезпеченні авіації.

Завдання 1. Розробити прогноз виникнення адвективного туману за способом Кошеленко для пункту із завчасністю 9 годин.

Вихідні матеріали.

1. Кільцева карта погоди.
2. Фактичні карти баричної топографії (АТ-850, АТ-700).

Таблиця 14.1 – Варіанти вхідних даних

№ варіанту	Дата	Пункт прогнозу	№ варіанту	Дата	Пункт прогнозу
1	13.11.17	Вінниця	6	16.02.17	Корнеши(Кишинів)
2	28.11.12	Тернопіль	7	02.02.21	Харків
3	26.11.12	Київ	8	03.01.21	Львів
4	20.02.17	Хмельницьк	9	04.02.21	Одеса
5	27.02.17	Одеса	10	28.01.20	Київ

Рекомендації по виконанню завдання

1. Провести аналіз карт погоди і згідно варіанту уточнити пункт прогнозу туману.

2. Визначити траєкторії переміщення повітряних часток до пункту прогнозу на період 10 годин. Побудувати траєкторії повітряних часток на картах АТ₈₅₀ та визначити довжину траєкторії ΔL , виражену в сотнях кілометрів.

3. На приземній карті за початковий строк визначити середньою температуру повітря біля землі в початковому районі T' і обчислити адвективну зміну температури повітря за шляхом переносу $\Delta T = T' - T_0$, де T_0 – температура біля поверхні землі в пункті прогнозу в початковий момент часу.

4. Розробити прогноз швидкості вітру біля поверхні землі в пункті прогнозу $V_{пр}$.

5. Розрахувати горизонтальний градієнт температури уздовж траєкторії $\Delta T / \Delta L$, °C / 100 км.

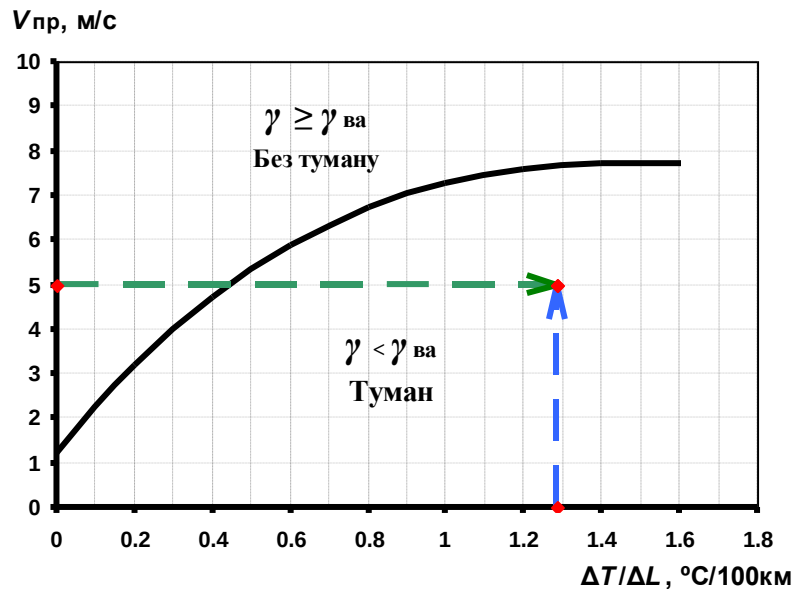


Рис. 14.1 – Графік для прогнозу адвективного туману за способом Кошеленко

6. По графіку на рис. 14.1. визначити можливість появи адвективного туману.

7. Порівняти прогностичний висновок з фактичними даними на кільцевій карті.

Звітні матеріали

1. Розрахунки і формулювання прогнозу.

Приклад:

Розробити прогноз виникнення адвективного туману за способом Кошеленко для пункту Київ із завчасністю 12 годин .

1. Прогноз на 12 год.:

$\Delta L = 17 \cdot 10 \cdot 0,9 \cdot 3,6 = 551$ км; $T' = 2,8$ °C, $T_0 = 1,2$ °C, $\Delta T = T' - T_0 = 2,8 - 1,2 = 1,6$ °C; $\Delta T / \Delta L = 0,29$ °C / 100 км; $V_{пр} = 2$ м/с;

2. По графіку на рис. 14.1 – область туману. На кільцевій карті через 12 годин: небо не видно, туман, видимість 600 м.

- Погода в районі Києва обумовлюється тиловою частиною гребеня з південного сходу. Очікується адвективний туман.

Завдання 2. Розробити прогноз виникнення адвективного туману за способом Петренка і Некрасова для пункту із завчасністю 9 годин.

Вихідні матеріали.

Аналогічно до завдання 1, практичного заняття 3, теми 5.

Рекомендації по виконанню завдання

1. Визначити траєкторію переміщення повітряної частки до пункту прогнозу на період, що дорівнює 9 годинам. Побудувати траєкторію повітряної частки на карті АТ₈₅₀ та визначити довжину траєкторії ΔL , виражену в сотнях кілометрів.

2. На приземній карті за початковий момент часу визначити середньою температуру повітря T' , точки роси T_d' і дефіцит точки роси D' біля поверхні землі в початковому районі та обчислити адвективну зміну температури повітря і точки роси за шляхом переносу $\Delta T = T' - T_0$ і $\Delta T_d = T_d' - T_{d0}$,

де T_0, T_{d0} – температура повітря і точки роси біля поверхні землі в пункті прогнозу в початковий момент часу.

3. Розрахувати горизонтальні градієнти температури і точки роси уздовж траєкторії $\Delta T / \Delta L$ і $\Delta T_d / \Delta L$, °C / 100 км.

4. Розробити прогноз швидкості вітру в пункті прогнозу $V_{пр}$.

5. По графіку на рис. 14.2. визначити можливість появи туману. Туман прогнозується, якщо обидві точки, знайдені на графіках 14.2а і 14.2б по значеннях $\Delta T / \Delta L$, D' і $V_{пр}$, потрапляють в область туману.

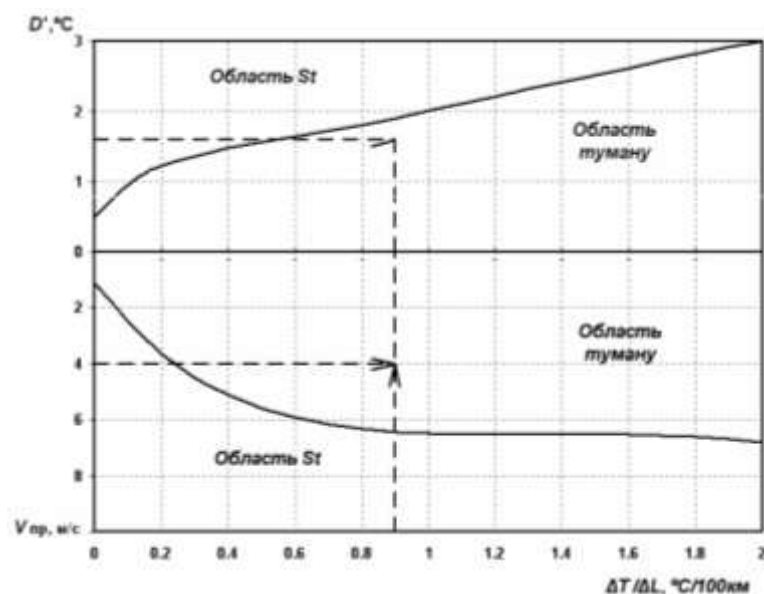


Рис. 14.2 – Графік для прогнозу адвективного туману за способом Петренка і Некрасова.

6. Визначити можливість появи туману за графіком на рис. 14.3.а. Якщо по цьому методу очікується туман, його необхідно прогнозувати навіть у тому випадку, коли за даними попереднього методу рис. 14.2 туман не прогнозується.

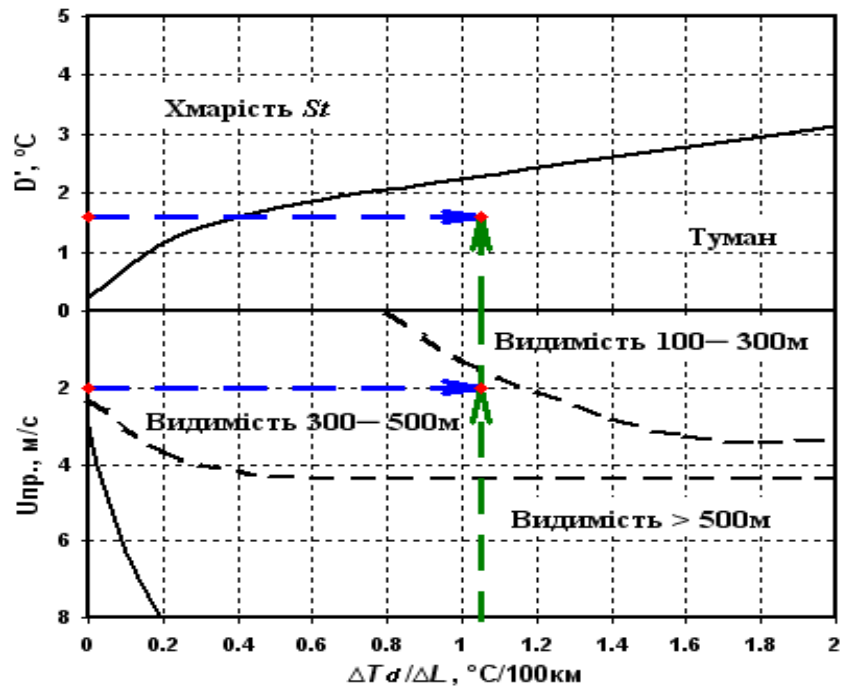


Рис. 14.3 – Комплексний графік для прогнозу адвективного туману (а) і видимості в ньому (б) за способом Петренко і Некрасова.

7. Перевірити чи співпадає отриманий прогностичний висновок з фактичними даними на кільцевій карті через 9 годин.

Звітні матеріали

1. Розрахунки і формулювання прогнозу в робочому зошиті.

Приклад:

Розробити прогноз виникнення адвективного туману за способом Петренко і Некрасова для пункту Київ із завчасністю 12 годин .

1. $\Delta L = 17 \cdot 9 \cdot 0,9 \cdot 3,6 = 496$ км; $T' = 2,8^\circ\text{C}$, $T_d' = 2,4^\circ\text{C}$, $D' = 0,4^\circ\text{C}$, $T_0 = 1,2^\circ\text{C}$, $T_{d0} = 0,9^\circ\text{C}$, $\Delta T = T' - T_0 = 2,8 - 1,2 = 1,6^\circ\text{C}$, $\Delta T_d = T_d' - T_{d0} = 2,4 - 0,9 = 1,5^\circ\text{C}$; $\Delta T/\Delta L = 0,3^\circ\text{C} / 100$ км; $\Delta T_d/\Delta L = 0,3^\circ\text{C}/100\text{км}$; $V_{\text{пр}} = 2\text{м/с}$;

2. По графіку на рис. 2. обидві точки потрапляють в область туману, отже, прогнозуємо виникнення туману.

3. По графіку на рис. 3.а. також точка потрапляє в область туману.

4. Погода в районі Києва обумовлюється тиловою частиною гребеня з південного сходу. Очікується адвективний туман.

Завдання 3. Розробити прогноз видимості в адвективному тумані за способом Кошеленко для пункту із завчасністю 9 годин.

Вихідні матеріали.

Аналогічно до завдання 1, практичного заняття 3, теми 5.

Рекомендації по виконанню завдання

1. Обчислити адвективне змінення температури повітря за шляхом переносу ΔT і дефіцит точки роси в початковому районі D' .

2. Розробити прогноз швидкості вітру в пункті прогнозу біля поверхні землі $V_{\text{пр}}$ та на верхній межі граничного шару атмосфери $V_{\text{пр } 850}$ (визначити по карті AT_{850}). Розрахувати відношення $V_{\text{пр}}/V_{\text{пр } 850}$, що характеризує стійкість атмосфери в граничному шарі.

3. По значеннях ΔT і D' , використовуючи номограму на рис. 14.4.а, визначити можливість появи туману з видимістю в межах 500 м і $500 \div 1000$ м. Додатково по прогностичній швидкості вітру $V_{\text{пр}}$, використовуючи криву 3, визначити мінімальну видимість в тумані $(S_{\text{м}})_{\text{мін}}$, а по кривій 4 найімовірнішу видимість $S_{\text{м}}$, значення якої визначається по правій вертикальній шкалі.

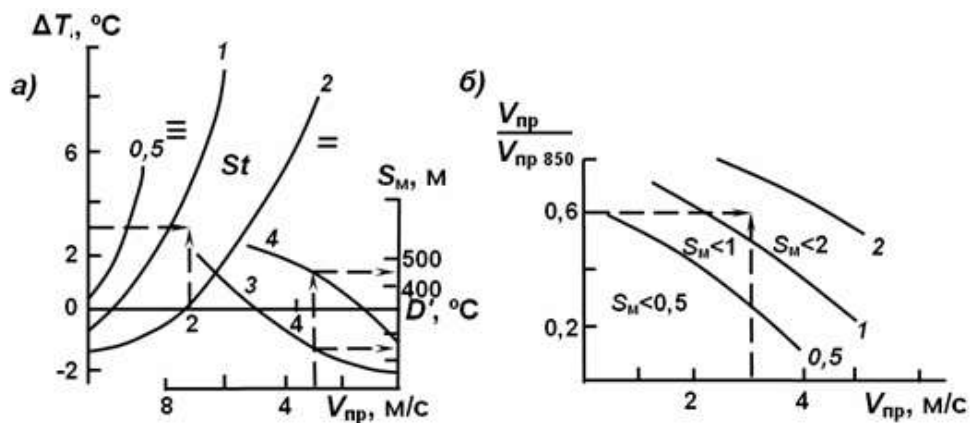


Рис. 14.4 – Номограми для прогнозу видимості в адвективному тумані і серпанку за способом Кошеленко

4. По графіку на рис. 14.4.б уточнити видимість в адвективному тумані.

5. Сформулювати прогноз туману і видимості в ньому.

6. Порівняти прогностичний висновок з фактичними даними на кільцевій карті .

Звітні матеріали

1. Розрахунки і формулювання прогнозу.

Приклад:

Розробити прогноз видимості у адвективному тумані за способом Кошеленко для пункту Київ із завчасністю 9 годин.

1. Прогноз на 9 год.: $\Delta L = 17 \cdot 9 \cdot 0,9 \cdot 3,6 = 496$ км; $T' = 2,8^{\circ}\text{C}$, $T_0 = 1,2^{\circ}\text{C}$,
 $\Delta T = T' - T_0 = 2,8 - 1,2 = 1,6^{\circ}\text{C}$, $D' = 0,4$ °C; $V_{\text{пр}} = 2$ м/с, $V_{\text{пр } 850} = 10$ м/с,
 $V_{\text{пр}} / V_{\text{пр } 850} = 0,2$.

2. По номограмі на рис. 14.4.а: – «адвективний туман з видимістю менш ніж 500м»; $(S_{\text{м}})_{\text{min}} = 100\text{м}$, $S_{\text{м}} = 400\text{м}$.

3. По графіку на рис. 14.4.б: – «адвективний туман з видимістю менш ніж 500м».

4. Погода в районі Києва. обумовлена тиловою частиною гребеню з південного сходу. Очікується адвективний туман, видимість $200 \div 400$.

5. На кільцевій карті через 9 годин: небо не видно, туман, видимість 600м.

ПРАКТИЧНА РОБОТА №4.

Прогноз туману випаровування

Мета роботи: набуття практичних навиків з розробки прогнозу утворення туману випаровування під час метеорологічного забезпеченні авіації.

Завдання 1. Розробити прогноз фронтального туману випаровування для пункту (згідно варіанту).

Вихідні матеріали.

Отримати у викладача.

Рекомендації по виконанню завдання

1. Провести аналіз карт погоди та згідно варіанту уточнити пункт прогнозу туману.

2. Розробити прогноз переміщення та еволюції атмосферного фронту, визначити час проходження атмосферного фронту через пункт прогнозу.

3. Розробити прогноз часу початку, закінчення, виду та інтенсивності фронтальних опадів.

4. Розробити прогноз швидкості вітру біля землі.

5. У момент проходження фронту через пункт прогнозу визначити очікуваний дефіцит точки роси у холодному повітрі ($T - T_d$).

6. Визначити температуру крапель дощу T_i . За T_i приймати температуру на верхній межі фронтальної інверсії, а при відсутності радіозонду, температуру на АТ₈₅₀ поблизу ділянки фронту, проходження якої очікується через пункт прогнозу.

7. Обчислити різницю температури крапель дощу та прогностичної температури повітря біля землі в пункті прогнозу ($T_i - T$).

8. Порівняти очікувані метеорологічні умови з умовами, сприятливими для утворення фронтального туману.

Сприятливими умовами для утворення фронтального туману є:

- стійка стратифікація атмосфери під інверсійним фронтальним шаром;
- температура теплого повітря на верхній межі фронтального шару T_H вище за 0°C , а різниця між її значенням на цьому рівні і температурою холодного повітря на висоті 2 м поблизу ділянки фронту, проходження якої очікується через пункт прогнозу ($T_H - T$) складає $3 \div 5^\circ\text{C}$;

- дефіцит точки роси у холодному повітрі ($T - T_d$) поза зоною фронтальних опадів не перевищує 2°C ;

- швидкість вітру у холодному підфронтальному повітрі не перевищує 6 м/с;
 - відсутність фазового переходу опадів від крапель до снігу.
9. По графіку на рис. 15.1 використовуючи значення $(T-T_d)$ і (T_i-T) визначити можливість виникнення туману.

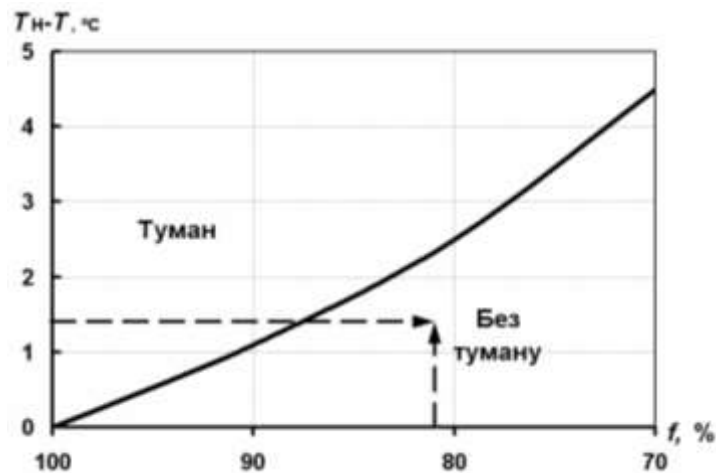


Рис. 15.1 – Графік для прогнозу фронтального туману випаровування.

10. Заповнити таблицю 15.1 і дати формулювання прогнозу туману.

Звітні матеріали

- Дані розрахунків.
- Заповнена таблиця 15.1.

Приклад

Розробити прогноз фронтального туману випаровування для пункту Одеса.

Результати розрахунків представлені у таблиці 15.1

Таблиця 15.1 – Прогноз фронтального туману випаровування

Пункт	T , °C	T_d , °C	$(T-T_d)$, °C	опад		V , м/с	T_u , °C	$(T_i - T)$, °C	Прогноз туману	Факт. погода
				вид	інтенс.					
Одеса	-1	-3	2	сніг	слабкий	6	1	2	туман	туман

Завдання 2. Розробити прогноз туману випаровування над водою в районі пункту (згідно варіанту) із завчасністю 12 год. (на 00 год. 26 січня).

Вихідні матеріали.

Отримати у викладача.

Рекомендації по виконанню завдання

1. Розробити ПСП на 12 годин вперед.
2. Розробити прогноз температури $T_{\text{пр}}$ и точки роси $T_{\text{дпр}}$ на 00 год.
3. Визначити значення відносної вологості повітря f в пункті прогнозу по значеннях $T_{\text{пр}}$ і $T_{\text{дпр}}$.
4. Якщо температура поверхні води відмінна від 0°C , розрахувати різницю очікуваної температури повітря і температури води ($T_{\text{пр}} - T_{\text{в}}$).
5. По графіку на рис. 2, використовуючи значення f и $T_{\text{пр}}$ або ($T_{\text{пр}} - T_{\text{в}}$), визначити можливість утворення туману випаровування і його інтенсивність.

Звітні матеріали

1. Дані розрахунків і формулювання прогнозу.

Приклад

Розробити прогноз туману випаровування над Чорним морем в районі Одеси із завчасністю 12 годин. Температура води в Одесі 1°C .

1. На основі аналізу карт погоди робимо висновок: в районі Одеси спостерігається заток морського арктичного повітря – холодної, вологої стійкої повітряної маси в тилівій частині циклону. На період прогнозу з 18 год. 25 січня до 06 год. 26 січня погода обумовлюватиметься гребенем із заходу.

2. Визначаємо $T_{\text{пр}}$ і $T_{\text{дпр}}$:

$$T_{\text{пр}} = T_0 + \Delta T_{\text{адв}} + \Delta T_{\text{тр}} + \Delta T_{\text{д.х.}} = -8,0 - 2,0 + 0,5 - 4,5 = -14,0^{\circ}\text{C}$$

$$T_{\text{дпр}} = T_{\text{д0}} + \Delta T_{\text{дадв}} = -18,0 - 2,0 = -20,0^{\circ}\text{C}$$

3. Використовуючи бланк аерологічної діаграми, визначаємо $f = 58\%$.

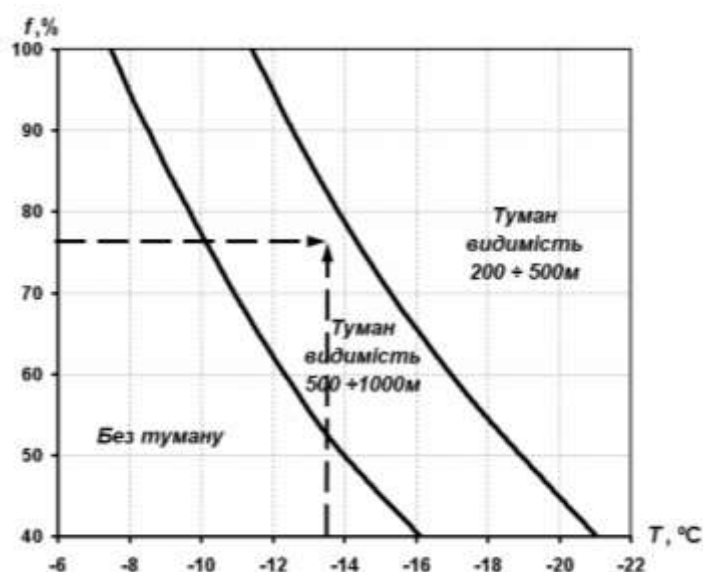


Рис. 15.2 – Графік для прогнозу туманів випаровування над водною поверхнею

4. Оскільки температура води в районі Одеси відмінна від 0°C , розраховуємо різницю: $(T_{\text{пр}} - T_{\text{в}}) = -14,0 - 1,0 = -15,0^{\circ}\text{C}$.

5. По значеннях $f = 58 \%$ і $(T_{\text{пр}} - T_{\text{в}}) = -15,0^{\circ}\text{C}$ на графіку, на рис. 2 потрапляємо в область II – туман при видимості $500 \div 1000$ м

Завдання 3. Розробити прогноз утворення морозного туману під час виконання польотів на аеродромі (згідно варіанту).

Вхідні матеріали

1. Дані для прогнозу морозного туману (табл. 15.2).
2. Напрямок ЗПС на всіх аеродромах: $90^{\circ} - 270^{\circ}$.
3. Довжина ЗПС на всіх аеродромах (l , м): 3000 м.

Таблиця 15.2 – Дані для прогнозу морозного туману

№ вар.	d , м	Q , кг / 24 год.	W , г/кг	h , м	$V_{\text{пр}}$, м/с	$dd_{\text{пр}}$, град .	d^V , м	$T_{\text{пр}}$, $^{\circ}\text{C}$	$T_{d\text{пр}}$, $^{\circ}\text{C}$	Δa , г/м ³	ΔT_d , $^{\circ}\text{C}$	T_d^* , $^{\circ}\text{C}$
0	300	12×10^3	1566×10^4	100	3	0	300	-35,1	-37,2	0,02	1,0	-36,2
1	200	20×10^3		50	2	45		-42,1	-45,2			
2	400	6×10^3		30	3	110		-31,2	-33,7			
3	200	18×10^3		50	3	160		-39,8	-42,2			
4	200	12×10^3		40	4	190		-42,6	-44,7			
5	300	15×10^3		45	2	220		-44,1	-46,2			
6	200	30×10^3		100	4	250		-45,1	-48,2			
7	400	25×10^3		100	5	270		-42,1	-45,1			
8	300	12×10^3		50	3	280		-36,6	-39,2			
9	200	8×10^3		20	2	300		-34,1	-36,2			
10	200	10×10^3		25	4	120		-38,1	-41,2			

Рекомендації по виконанню завдання

1. Визначити кількість пару W [г/кг], що виділиться під час згорання відповідної кількості палива Q [кг] біля землі на період польотів з розрахунку, що при згорянні 1 кг палива виділяється 1305 г водяної пари.

2. Побудувавши в конспекті схему, обчислити ширину ЗПС, рульових доріжок і стоянки літаків d^V [м] у напрямі нормалі до вектору швидкості вітру $V_{\text{пр}}$ [м/с], як показано на рис. 15.3. При північно-східному напрямі вітру ($0 \leq \alpha < 90$) d^V обчислюється за формулою 15.1:

$$d^V = \frac{d}{\sin(\beta)} = \frac{d}{\sin(90 - \alpha)}, \quad (15.1)$$

де d – ширина ЗПС, рульових доріжок і стоянки літаків, α – прогностичний напрям вітру.

При південно-східному напрямі вітру ($90 < \alpha < 180$) d^V обчислюється за формулою 15.2:

$$d^V = \frac{d}{\sin(\beta)} = \frac{d}{\sin(180 - \alpha)}. \quad (15.2)$$

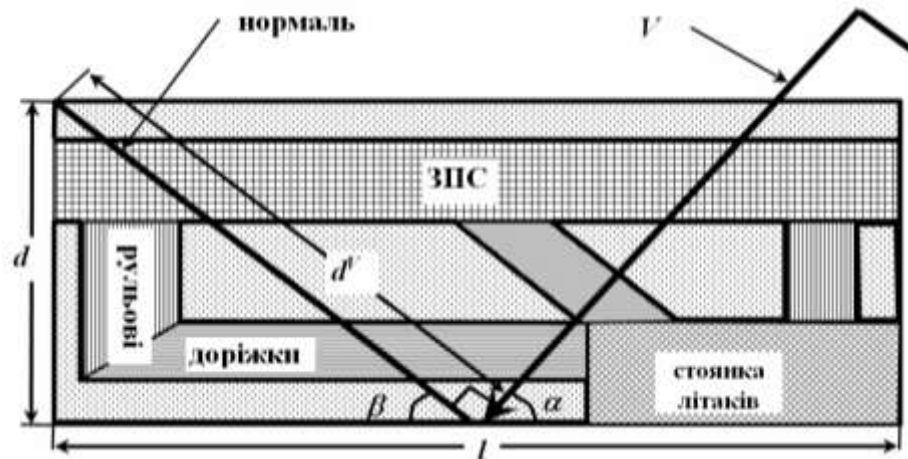


Рис. 15.3 – Схема для виявлення d^V [м] при північно-східному напрямі вітру α .

При південно-західному напрямі вітру ($180 < \alpha < 270$) d^V обчислюється за формулою 15.3:

$$d^V = \frac{d}{\sin(\beta)} = \frac{d}{\sin(\alpha - 180)}. \quad (15.3)$$

При північно-західному напрямі вітру ($270 < \alpha < 360$) d^V обчислюється за формулою 15.4:

$$d^V = \frac{d}{\sin(\beta)} = \frac{d}{\sin(360 - \alpha)}. \quad (15.4)$$

При західному або східному напрямі вітру $d^V = d$; північному або південному напрямі - $d^V = l$.

6. Розрахувати кількість водяної пари Δa [г/м³], яка виділяється у повітря за рахунок згоряння авіаційного палива на аеродромі, за формулою 15.5:

$$\Delta a = \frac{W \cdot Q}{8,64 \cdot 10^7 \cdot d^V \cdot V_{np} \cdot h}, \quad (15.5)$$

де h – товщина шару розповсюдження водяної пари (м).

7. По діаграмі на рис. 15.4, використовуючи значення $T_{\text{дпр}}$ и Δa визначити змінення температури точки роси ΔT_d за рахунок викиду у приземний шар атмосфери продуктів згоряння авіаційного палива.

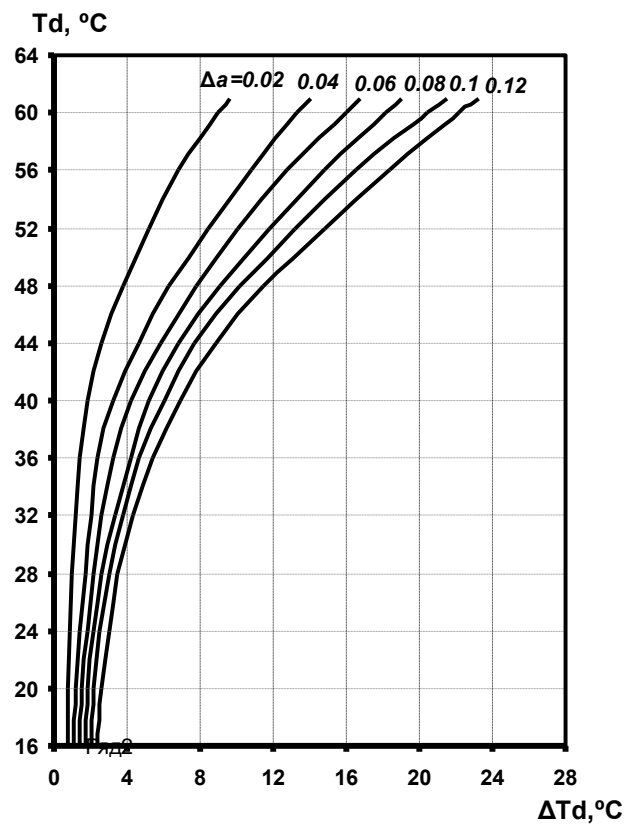


Рис. 15.4 – Діаграма для розрахунку підвищення точки роси ΔT_d .

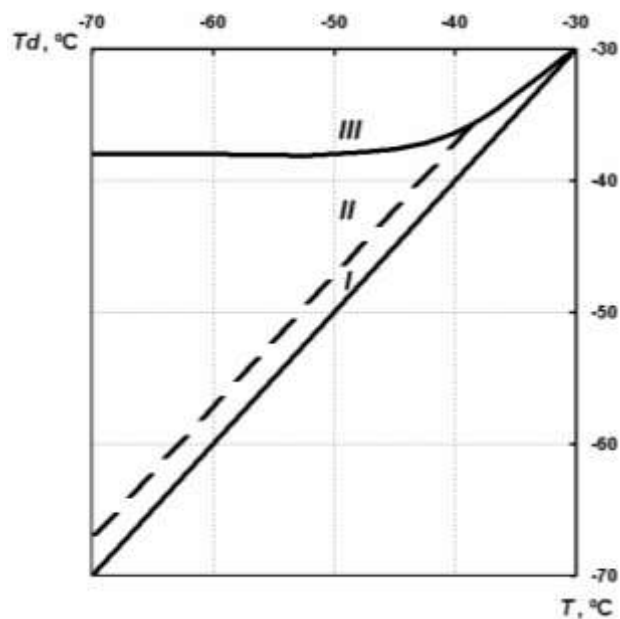


Рис. 15.5 – Графік для прогнозу морозного туману (I – область стійкого туману, II – область нестійкого туману, III – область відсутності туману).

8. Розрахувати значення точки роси під час роботи авіаційних двигунів $T_d^* = T_{дпр} + \Delta T_d$.
9. По значеннях T_d^* и $T_{пр}$, використовуючи графік на рис. 15.5, визначити можливість утворення морозного туману на аеродромі.
10. Заповнити таблицю 15.3.

Звітні матеріали

1. Заповнена таблиця 15.3 і формулювання прогнозу.

Приклад

Розробити прогноз морозного туману на аеродромі (варіант 0).

Розрахунки представлені в таблиці 15.2.

Розрахунки показали, що за даних умов слід очікувати утворення стійкого морозного туману.

ПРАКТИЧНА РОБОТА № 5.

Прогноз розсіяння туману

Мета роботи: набуття практичних навиків з розрахунку часу розсіяння туману.

Завдання 1. Розробити прогноз розсіяння радіаційного туману за способом Назаренко для району аеродрому.

Таблиця 16.1 – Данні радіозондування атмосфери.

№ варіанту	H	P	T	D	dd	ff
0	Одеса					
	000	1029	-11,1	0,3	–	0
	250	1000	-6,9	1,3	180	2
	422	980	-6,9	1,5		
		958	-8,7	4,0		
		919	-4,1	5,0		
	1540	850	-7,1	5,2	240	8
1	Київ					
	000	1028	-8,3	0,2	–	0
	248	1000	-3,1	0,2	100	3
		960	0,4	1,0		
	1530	850	-6,1	4,7	110	7
2	Харків					
	000	1032	-11,1	0,0	–	0
	262	1000	-4,9	1,2	140	2
		965	-3,7	2,5		
		925	-5,1	3,0		
	1490	850	-8,1	5,0	310	13
3	Львів					
	000	1029	-9,9	0,4	300	5
		1022	-8,1	0,6		
	235	1000	-1,9	7,0	300	5
		990	-1,9	7,0		
		925	-7,5	6,0		
	1450	850	-13,1	5,1	320	17
4	Полтава					
	000	1024	-5,9	0,6	30	1
	206	1000	-7,1	0,3	50	3
		990	-5,5	0,7		
		950	0,4	7,0		
		925	-0,5	5,6		
	1500	850	-2,1	4,8	70	7
5	Херсон					
	000	1026	-8,0	0,3	30	1
	300	990	-10,0	1,2	40	2
		950	-4,0	3,0		
	1510	850	-4,0	3,9	110	13
6	Миколаїв					
	000	1025	-7,0	0,3	40	5
	330	980	-10,0	1,5	50	6
		925	-2,0	2,0		
	1500	850	-2,0	4,0	90	13
7	Вінниця					
	000	1027	-3,0	0,5	–	0

	700	950	0,0	1,2	40	1
	1510	890	2,0	2,0		
		850	-4,0	4,0	160	7
8	Луцьк					
	000	1025	-8,0	0,0	90	3
	650	960	-5,0	0,3	100	1
		880	0,0	1,5		
	1500	850	-3,0	4,9	200	7
9	Івано-Франківськ					
	000	1025	-6,0	0,0	80	3
	500	980	0,0	0,2	50	2
		900	3,0	1,0		
	1500	850	-3,0	4,2	80	10

Рекомендації по виконанню завдання

1. Побудувати фрагмент аерологічної діаграми для граничного шару атмосфери, використовуючи дані радіозондування у табл. 1 (згідно варіанту).

2. Визначити висоту підведеної інверсії H (м). У випадку приземної інверсії $H = 0$.

3. Розрахувати коефіцієнт ефективності інверсії E , $[^{\circ}\text{C} \times 100\text{м}]$ - комплексний параметр, що характеризує стійкість затримуючого шару у часі. Він визначається по аерологічній діаграмі як площа, яка знаходиться між кривою стратифікації і горизонталлю, проведеною вліво від особливої точки на верхній межі інверсії (що дорівнює її інтенсивності Δt , $^{\circ}\text{C}$) та вертикаллю, проведеною від нижньої межі інверсії (що дорівнює її потужності ΔH , м), рис. 16.1.

У найпростішому випадку:

$$E' = \frac{1}{2} \cdot \Delta H_1 \cdot \Delta t_1 \quad (16.1)$$

У випадку складного затримуючого шару:

$$E_1'' = \frac{1}{2} \cdot \Delta H_2 \cdot \Delta t_2 \quad (16.2)$$

$$E_2'' = \Delta H_3 \cdot \Delta t_3 \quad (16.3)$$

$$E_3'' = \frac{1}{2} \cdot \Delta H_4 \cdot (\Delta t_3 + \Delta t_4) \quad (16.4)$$

$$E'' = E_1' + E_2'' + E_3'' \quad (16.5)$$

Якщо спостерігається декілька шарів інверсії і ізотермії до висоти 800 м, їхні коефіцієнти ефективності додаються один до одного:

$$E = E' + E'' = \sum_{i,j=1}^n E_i^j \quad (16.6)$$

4. Розрахувати середній дефіцит точки роси за формулою 16.7:

$$\bar{D} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n D_i, \quad (16.7)$$

де, n – кількість особливих точок, де перша знаходиться біля поверхні землі, а наступні на рівні ризького розходження кривої стратифікації і кривої точок роси;

D_i – значення дефіциту на рівні особливої точки.

5. Визначити вертикальну потужність туману Δh (м), як шар на аерологічній діаграмі, де $D_i \leq 1,0^\circ\text{C}$.

6. Визначити швидкість вітри біля землі V і отримані дані записати до таблиці 1.7.

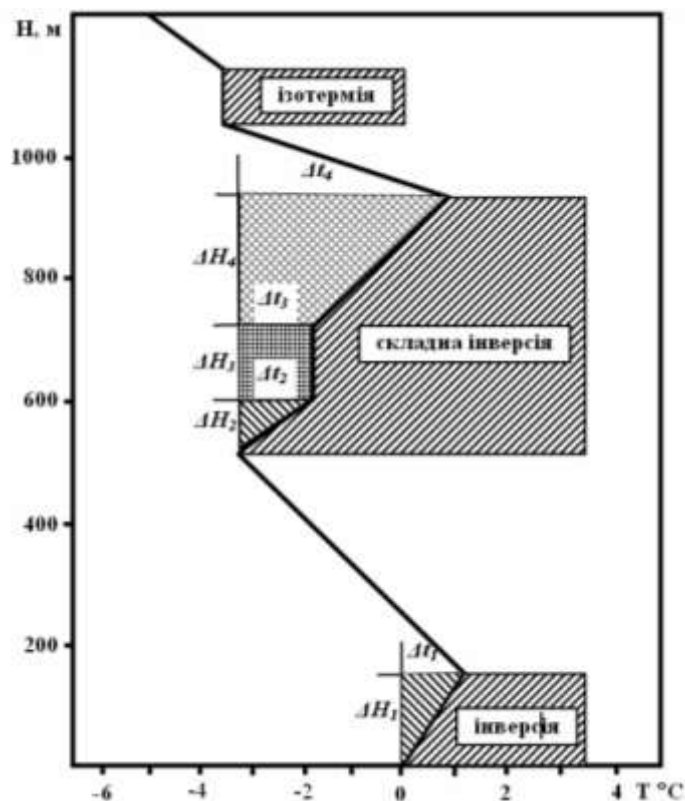


Рис. 16.1. – Графічний приклад визначення коефіцієнту ефективності інверсій різних типів.

7. Використовуючи графік на рис. 16.2 по значенням E і $\bar{D}$ визначити, розсіється туман протягом дня, чи ні і максимальну видимість після його розсіяння.

8. Якщо по рис. 16.2 очікується розсіяння туману, то по номограмі на рис. 16.3 визначити проміжок часу Δt_T , через який після сходу сонця слід очікувати розсіяння туману.

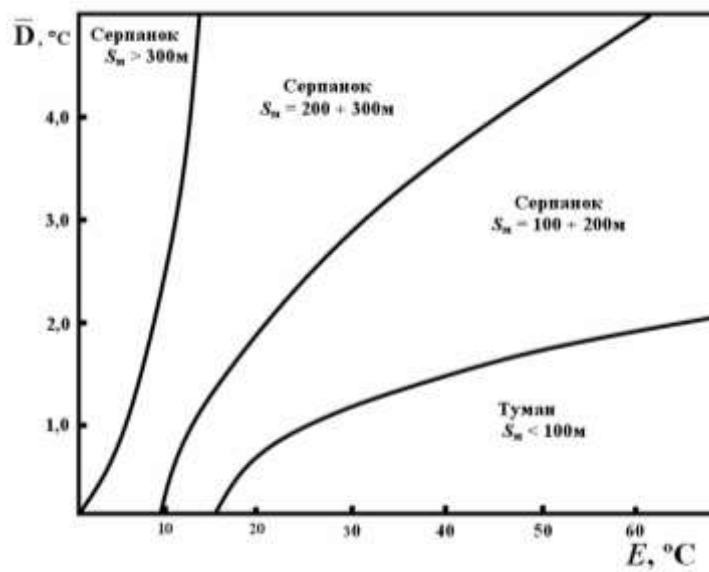


Рис. 16.2 – Графік прогнозу розсіяння радіаційного туману і максимальної видимості у серпанку S_m .

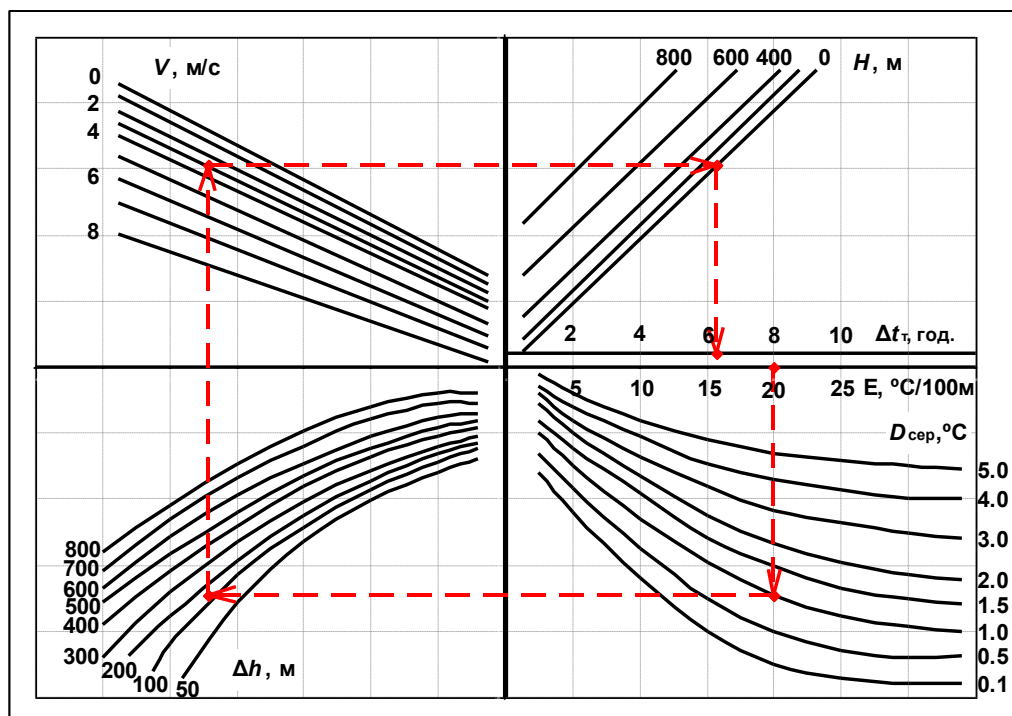


Рис. 16.3 – Номограма для визначення проміжку часу від сходу сонця до розсіяння радіаційного туману Δt_T .

Звітні матеріали

3. Фрагмент АД. 2.

4. Заповнена таблиця 16.2.

Приклад

Розробити прогноз розсіяння туману і максимальної видимості після його розсіяння для району Одеси за способом А.В. Назаренко.

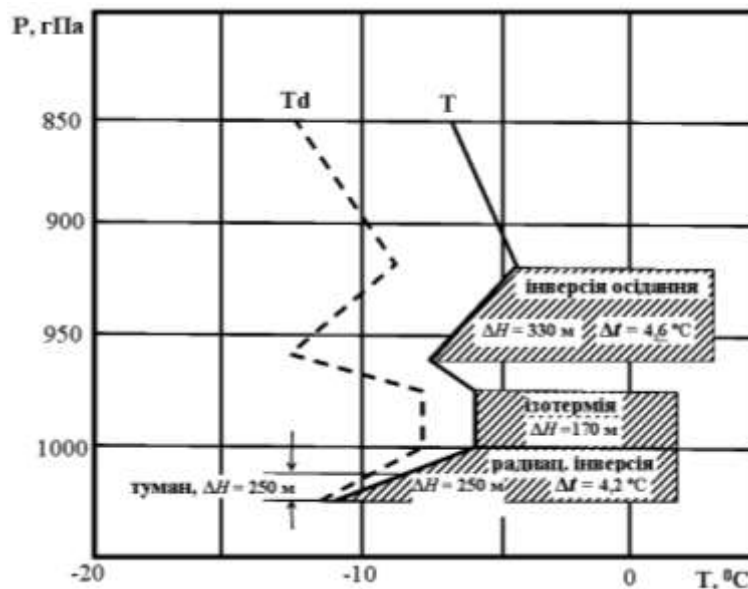


Рис. 16.4 – Фрагмент аерологічної діаграми м. Одеса за 03 год. 11 березня.

1. Погода в районі станції Одеса обумовлюється гребнем антициклону. Радіаційний туман, видимість 300 м.

2. Фрагмент аерологічної діаграми для граничного шару атмосфери представлений на рис. 16.4.

3. Інверсія є приземною, відповідно $H = 0$.

4. В нижній частині граничного шару атмосфери спостерігається радіаційна інверсія з ізотермією (складна інверсія). Розраховуємо коефіцієнт ефективності інверсій:

$$E_1 = \frac{1}{2} \cdot \Delta H_1 \cdot \Delta t_1 = \frac{1}{2} \cdot \frac{250 \cdot 4,2}{100} = 5,25 \text{ } ^\circ\text{C} \times 100\text{м},$$

$$E_2 = \Delta H_2 \cdot \Delta t_1 = \frac{170 \cdot 4,2}{100} = 7,14 \text{ } ^\circ\text{C} \times 100\text{м},$$

$$E_3 = \frac{1}{2} \cdot \Delta H_3 \cdot \Delta t_3 = \frac{1}{2} \cdot \frac{330 \cdot 4,6}{100} = 7,59 \text{ } ^\circ\text{C} \times 100\text{м},$$

$$E = E_1 + E_2 + E_3 = 5,25 + 7,14 + 7,59 = 19,98 \text{ } ^\circ\text{C} \times 100\text{м.}$$

5. Визначаємо середній дефіцит:

$$\bar{D} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n D_i = \frac{1}{3} \cdot (D_1 + D_2 + D_3) = \frac{1}{3} \cdot (0,3 + 1,3 + 1,5) = 1,0 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

6. потужність туману $\Delta H = 100 \text{ м.}$

7. По графіку на рис. 2 прогнозуємо розсіяння туману. Протягом дня очікується серпанок видимість $1000 \div 2000 \text{ м.}$

8. По номограмі на рис. 3 визначаємо, що туман розсіється через 6 год. 40 хв., тобто. о 13 год. 40 хв.

9. По приземній карті за 09 год. у Одесі спостерігається туман $S_m = 500 \text{ м,}$ за 15 год. – спостерігається серпанок, видимість 1400 м.

10. Отримані данні записати до таблиці 16.2.

Таблиця 16.2 – Прогноз розсіяння туману

Пункт	$H, \text{ м}$	$E, \text{ } ^\circ\text{C} \times 100\text{м}$	$\bar{D}, \text{ } ^\circ\text{C}$	$\Delta h, \text{ м}$	$V, \text{ м/с}$	$S_m, \text{ м}$	$\Delta t_t, \text{ год., хв.}$	$t_{\text{розс.}}, \text{ год., хв.}$	Факт. значення за 15 годин	
									явище	S_m
Одеса	0	20,0	1,0	100	2	1500	6:40	13:40	серпанок	1400

Завдання 2. Розробити прогноз розсіяння туману графічним способом в пункті № 2.

Таблиця 16.3 – Дані про температуру повітря ($T, \text{ } ^\circ\text{C}$) і температуру точки роси ($T_d, \text{ } ^\circ\text{C}$) для розрахунку часу розсіяння туману ($t_{\text{рт}}, \text{ } ^\circ\text{C}$)

№ п/п	$T_{22}, \text{ } ^\circ\text{C}$	$T_{d22}, \text{ } ^\circ\text{C}$	$T_{00}, \text{ } ^\circ\text{C}$	$T_{d00}, \text{ } ^\circ\text{C}$	$T_{02}, \text{ } ^\circ\text{C}$	$T_{d02}, \text{ } ^\circ\text{C}$	$T_{04}, \text{ } ^\circ\text{C}$	$T_{d04}, \text{ } ^\circ\text{C}$	$T_{06}, \text{ } ^\circ\text{C}$	$T_{d06}, \text{ } ^\circ\text{C}$	$t_t, \text{ год.:хв.}$	$D_t, \text{ } ^\circ\text{C}$	$t_{\text{с.с.}}, \text{ год.:хв.}$	$t_{\text{рт}}, \text{ год.}$
1	14,6	12,6	11,7	10,2	9,2	8,0	7,0	6,5	6,0	5,8	03:00	0,7	06:00	09
2	16,0	12,2	13,0	10,8	10,8	9,8	9,3	9,0	9,0	8,9	03:00		05:00	

Рекомендації по виконанню завдання

1. По даним таблиці 16.3 використовуючи метод екстраполяції побудувати графік добового ходу температури повітря T и температури точки роси T_d у програмі Microsoft Excel (рис. 16.5).

2. Визначити дефіцит точки роси $D_t = T - T_d$ у момент утворення туману t_t .

3. З отриманого графіка (рис. 16.5) визначити момент часу після сходу Сонця, коли різниця $T - T_d$ досягне значення дефіциту точки роси, яке

спостерігалось у момент утворення радіаційного туману. Цей час приймається за час розсіяння туману $t_{\text{р т.}}$.

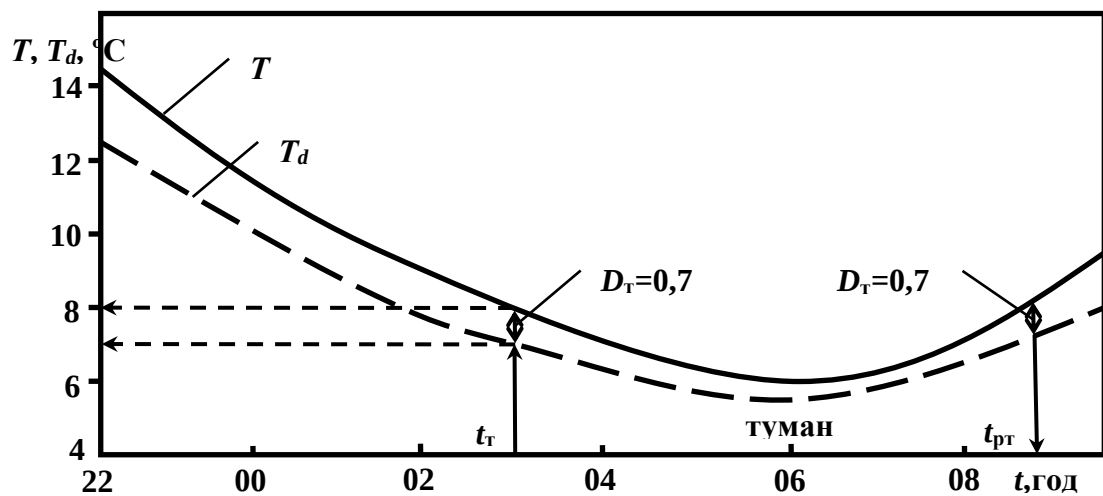


Рис. 16.5 – Графік добового ходу температури повітря (T , °C) і температури точки роси (T_d , °C) для прогнозу часу розсіяння радіаційного туману.

Звітні матеріали

1. Графік, побудований у програмі Microsoft Excel.
2. Заповнена таблиця 16.3.

Приклад

1. По даним пункту № 1 в таблиці 16.3 побудований графік на рис. 16.5.
2. У момент часу утворення туману $t_{\text{т}} = 03$ год. визначаємо $D_T = T - T_d = 0,7^\circ\text{C}$.
3. По графіку визначаємо, що розсіяння туману очікується близько 09 години.

ЛІТЕРАТУРА

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – С. 531-556.
2. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч.1. Л.: Гидрометиздат, 1986. – С. 474-514.
3. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – С. 460-471.
4. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – С. 91-99.
5. Петренко Н.В. Усовершенствование методики прогноза адвективного тумана и видимости в этом тумане, Тр. Гидрометцентра СССР, 1975. Вып. 162. – С. 34-35.
6. Кошеленко И.В., Миронченко Г.В. Физико-статистический метод прогноза тумана // Тр. Укр. НИГМИ, 1984. Вып. 198.
7. Руководство по практическим работам метеорологических подразделений авиации Вооруженных Сил СССР. М.: Воениздат, 1981. 376 с.
8. Mark R. Mireles, Capt Kirth L. Pederson, MSgt Charles H. Elford. Meteorological Techniques, 13 June 2003.

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
для практичних робіт з навчальної дисципліни
«Авіаційні прогнози погоди»
на тему: «Прогноз туманів»
для студентів денної форми навчання спеціальності 103 «Науки про Землю»,
рівень вищої освіти бакалавр

Укладачі: к.ф.-м.н. Мансарлійський В.Ф.

к.геогр.н., доц. Грушевський О.М.

Романенко С. Е.

Електронна версія © Мансарлійський В.Ф.