

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для практичних робіт з навчальної дисципліни

«Авіаційні прогнози погоди»

на тему: «Діагноз і прогноз конвективних явищ»

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

Затверджено
на засіданні групи
забезпечення спеціальності
Протокол № 10
від «13» травня 2024 р.

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для практичних робіт з навчальної дисципліни

«Авіаційні прогнози погоди»


на тему: «Діагноз і прогноз конвективних явищ»

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

Затверджено

на засіданні групи забезпечення спеціальності

Пр. № 10 від « 13 » травня 2024 р.

Голова групи  Жанетта ШАКІРЗАНОВА

Затверджено

на засіданні кафедри військової підготовки

Пр. № 12 від « 26 » квітня 2024 р.

Начальник кафедри

полковник  Олег ГРУШЕВСЬКИЙ

Методичні вказівки для виконання практичних робіт при вивченні дисципліни «Авіаційні прогнози погоди» для курсантів IV курсу денної форми навчання за спеціальністю 103 «Науки про Землю», рівень вищої освіти бакалавр. / Укладачі: канд.фіз.-мат.наук Мансарлійський В. Ф.– Одеса, ОДЕКУ, 2024. – 66 с.

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА	4
ТЕМА 1: ФУНДАМЕНТАЛЬНІ ПОНЯТТЯ АТМОСФЕРНОЇ КОНВЕКЦІЇ.....	6
ПРАКТИЧНА РОБОТА № 1 Визначення стандартних рівнів конvekції для різних типів адіабатичного підйому частинки	6
ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ	6
ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА	14
ПРАКТИЧНА РОБОТА № 2 Розрахунок індексу CAPE	15
ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ	15
ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА	19
ТЕМА 2: КІЛЬКІСНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОНВЕКЦІЇ ТА ОСНОВИ ПРОГНОЗУ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ.....	21
ПРАКТИЧНА РОБОТА № 1 Розрахунок температурно-вологісних параметрів конvekції.....	21
ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ	21
ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА	27
ПРАКТИЧНА РОБОТА № 2 Розрахунок індексів зсуву вітру для прогнозу конvekтивних явищ	28
ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ	28
ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА	31
ПРАКТИЧНА РОБОТА №3 Застосування графічних методів прогнозу переміщення і еволюції конvekтивних штормів.....	33
ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ	33
ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА	40
ПРАКТИЧНА РОБОТА №4 Прогноз шквалів.....	42
ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ	42
ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА	46
ПРАКТИЧНА РОБОТА №5 Прогноз граду.....	52
ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ	52
ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА	56
ЛІТЕРАТУРА.....	62
ДОДАТОК.....	63

ПЕРЕДМОВА

Одним з видів вертикальних рухів у атмосфері є конвекція. Атмосферна конвекція в теплий період року не тільки є рушійною силою вертикального переносу тепла, водяної пари і кількості руху, але і основною причиною формування конвектиної хмарності. Конвективні явища представляють собою низку найнебезпечніших для авіації явищ погоди таких, як: гроза, град, помірне або сильне обмерзання, сильна бовтанка, шквал, смерч, тощо. Відповідно, підвищення безпеки польотів, якості метеорологічного забезпечення авіації потребує поглибленого вивчення фізичних процесів формування конвективних явищ і постійного удосконалення методик їх прогнозу.

Метою методичних вказівок є формування у курсантів вмінь щодо визначення критеріїв вертикальної стійкості для різних типів стратифікації атмосфери і практичних навичок із застосування методів і способів розрахунку кількісних характеристик атмосферної конвекції та застосування їх для прогнозу конвективних явищ.

Після вивчення методичних вказівок курсант повинен:

знати:

- критерії вертикальної стійкості для різних типів стратифікації атмосфери;
- методика визначення типу стратифікації атмосфери з використанням адіабатичних моделей конвекції;
- синоптичні та метеорологічні умови утворення конвективних явищ;
- класифікацію та просторово-часові особливості конвективних штормів, методи прогнозування їх еволюції та переміщення;
- параметри та індекси конвекції, способи їх розрахунку та межі застосовності;
- методика прогнозування конвективних явищ погоди (гроз, злив, граду, шквалу тощо);;

вміти:

- визначати тип стратифікації атмосфери, розташування стандартних рівнів конвекції при різних типах адіабатичного підйому частинки;
- розраховувати кількісні характеристики атмосферної конвекції та застосовувати їх для прогнозу конвективних явищ;
- розробляти прогноз переміщення та еволюції конвективних штормів;
- прогнозувати конвективні явища (зливи, грози, шквал, град, смерч тощо);

- комплексно оцінювати просторово-часову еволюцію метеовеличин, що впливають на формування конвективних явищ, для складання прогнозу конвективної діяльності.

Дані методичні вказівки містять в собі рекомендації з виконання двох практичних занять з теми «Фундаментальні поняття атмосферної конвекції» та п'яти робіт з теми «Кількісні характеристики конвекції та основи прогнозу конвективних явищ» дисципліни «Авіаційні прогнози погоди». Вивчення цієї теми передбачає засвоєння теоретичного матеріалу та усної відповіді на питання для самоперевірки.

Наведені нижче завдання виконуються курсантами під час аудиторних занять. Максимальна кількість балів, яку може одержати курсант при виконанні всіх практичних робіт складає 40 балів:

- ПР-1/1 – 6 балів;
- ПР-1/2 – 6 балів;
- ПР-2/1 – 6 балів;
- ПР-2/2 – 6 балів;
- ПР-2/3 – 6 балів;
- ПР-2/4 – 5 балів;
- ПР-2/5 – 5 балів.

ТЕМА 1: ФУНДАМЕНТАЛЬНІ ПОНЯТТЯ АТМОСФЕРНОЇ КОНВЕКЦІЇ

ПРАКТИЧНА РОБОТА №1

Заняття:1 Визначення стандартних рівнів конvekції для різних типів адиабатичного підйому частинки

ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ

Одним з видів вертикальних рухів у атмосфері є конvekція. Атмосферна конvekція в теплий період року не тільки сприяє вертикальному переносу тепла, водяної пари і кількості руху, але і є основною причиною утворення конvekтивних хмар: купчастих (*Сu*), потужно-купчастих (*Сu cong*) і купчасто-дошових (*Сb*).

Купчасті хмари не завдають значних ускладнень при виконанні польотів, за виключенням випадків коли виконуються навчальні польоти за марами при кількості мар 7 балів і більше.

Потужно-купчасті хмари вже завдають суттєвих ускладнень і при потраплянні до них літальних апаратів представляють значну небезпеку для польотів: швидкості вертикальних потоків сягають 10 – 15 м/с і більше; спостерігається інтенсивна турбулентність, що викликає сильну бовтанку; при від'ємних температурах в цих хмарах може виникнути помірне або сильне обмерзання. Тому навмисно заходити до цих хмар забороняється.

Найбільш небезпечні умови для польотів пов'язані із купчасто-дошовими хмарами. Висхідні і низхідні рухи в них (в окремих випадках більше 30 м/с) можуть викликати катастрофічні перевантаження і втрату керування літальним апаратом. В верхній частині цих хмар спостерігається сильне обмерзання, в грозових *Сb* імовірно ураження літального апарату блискавками. Ці небезпечні явища погоди унеможливають польоти у купчасто-дошових хмарах.

До небезпечних проявів конvekтивної діяльності також відносяться шквали і смерчі. Вони представляють велику небезпеку для літальних апаратів, що знаходяться як у повітрі, так і на землі.

Конvekтивні вертикальні рухи повітря (або конvekція) виникають в результаті дії на елементарний об'єм (частку) як сил плавучості, так і механічних сил, обумовлених динамічними факторами. В першому випадку утворюється термічна або вільна конvekція, а в другому – вимушена.

Основними причинами формування термічної вільної конvekції в граничному шарі атмосфери є нерівномірний прогрів підстильної поверхні і

нестійка вертикальна стратифікація атмосфери. В цьому випадку перегрітий об'єм повітря починає підійматися від вихідного рівня, його температура зменшується з висотою повільніше за температуру довколишнього середовища, і він виявляється теплішим і легшим відносно довколишнього середовища на рівнях вищих за вихідний. Для цього у насиченому повітрі вертикальний градієнт температури має бути більшим за сухоадіабатичний: $\gamma > \gamma_a$, а у насиченому – більше вологоадіабатичного градієнту: $\gamma > \gamma_{ва}$.

Розвиток термічної конвекції може починатися як безпосередньо від поверхні землі, так і з деякого рівня на висоті z . В останньому випадку нижче за висоту z має спостерігатись стійкий шар, а вище атмосфера має бути стратифікованою нестійко. Початковим поштовком, необхідним для подальшого «спливання» об'єму, може стати турбулентність, або значне збільшення впорядкованих вертикальних рухів на окремих ділянках атмосферного фронту, де w перевищує 10-20 м/с.

Вимушена конвекція переважно спостерігається в зоні атмосферних фронтів і на навітряних схилах височин (гір). Вона виникає коли в нижніх шарах атмосфери спостерігається стійка стратифікація, а вище рівня конденсації – волого-нестійка. Повітря в цьому випадку спочатку підіймається за рахунок впорядкованих вертикальних рухів або за рахунок натікання потоку на височину, а вище рівня конденсації воно підіймається за рахунок виділення теплоти конденсації, тобто під впливом термічних факторів.

До стандартних рівнів (*Significant Level*) конвекції (рис. 1.1) відносяться такі.

LCL (Lifted Condensation Level) – рівень конденсації при підйомі (Saucier, 1955). Це рівень, починаючи з якого сухе повітря у частинці, що здіймається, стає насиченим, тобто певний об'єм приземного повітря адіабатично охолоджується до значення своєї температури точки роси на цьому рівні. Об'єм повітря, що підіймається, складається або з частинок підйом яких зумовлений динамічними факторами, або з частинок підйом яких зумовлений термічним фактором.

Для отримання рівня *LCL* необхідно від значень температури повітря і точки роси на певному рівні (зазвичай від поверхні землі) піднятися уздовж сухої адіабати і ізограми відповідно до висоти, на які вони будуть перетинатися. Досить поширеною є думка, що частинка на цьому рівні $T, ^\circ\text{C}$ 18 охолоджується до значення температури точки роси. Проте, консервативною характеристикою при підйомі частинки і зміні атмосферного тиску є абсолютна вологість, а не температура точки роси. Насправді температура точки роси з висотою зменшується досить повільно, зі швидкістю приблизно $1^\circ\text{C}/600\text{м}$.

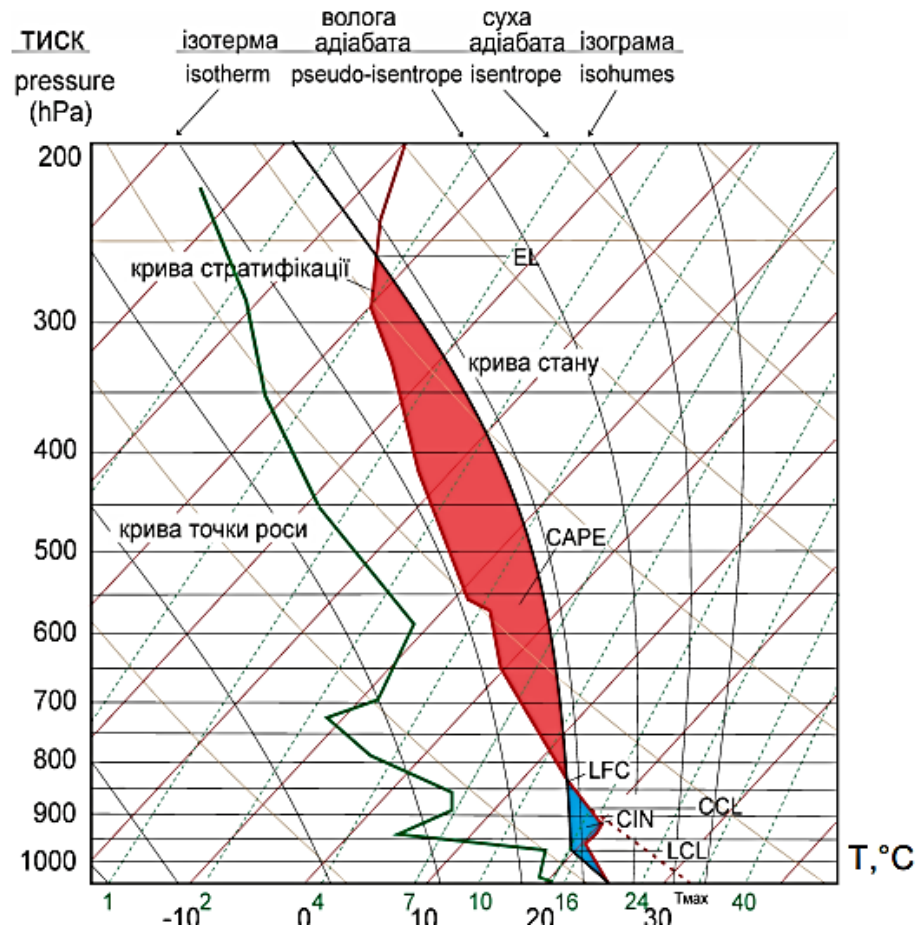


Рисунок 1.1 – Стандартні рівні конвекції

У оперативній роботі, коли точка прогнозу може змінюватися, обираються різні джерела даних про *LCL*. Вони включають дані радіозондування, мезомасштабні поля чисельних моделей тощо. При цьому важливо знати джерела цих даних і обмеження на їх використання. Наприклад, у даних радіозондування містяться реальні дані, але вони є доступними лише у певні моменти часу. Дані про поля метеовеличин від мезомасштабних моделей мають більшу часову роздільність, проте не завжди є доступними на метеостанціях.

Загалом, рівень *LCL*, який є оцінкою висоти нижньої межі хмарності у випадку, коли частинки здійснюють вимушений підйом, може бути оцінений найбільш точно за даними радіозондування.

LFC (*Level of Free Convection*) – рівень вільної конвекції характеризує висоту, з якої піднята частинка починає вільне прискорення вверх до рівня рівноваги (рівня конвекції). Іншими словами, це рівень, на якому від'ємна енергія плавучості змінюється на додатну результаті того, що частинка підіймається вище рівня затримуючих шарів. Цей рівень розраховується залежно від типу підйому частинки, з якими ми познайомимося у наступному питанні. Мала висота рівня *LFC* свідчить про незначну висоту затримуючих

шарів і можливість більших значень енергії нестійкості. Дослідження свідчать, що найінтенсивніший розвиток конвективних явищ (наприклад, торнадо з суперкомірками) стає імовірнішим, коли висота LFC менше 2000 м, а грози легше ініціалізуються, якщо висота LFC нижче, ніж 3000 м.

Оскільки адіабатичні зміни температури частинки можуть бути отримані від поверхні землі до верхньої межі тропосфери, то LFC може бути розрахований і тоді, коли глибока конвекція є неможливою. Тому прогнозист перед використанням значення LFC має переконатися, що умови для виникнення глибокої конвекції є імовірними.

$LFC-LCL$ – різниця висот між LFC та LCL . Чим менше така різниця, тим імовірніше утворення глибокої конвекції.

CCL (*Convective Condensation Level*) – рівень конвективної конденсації представляє собою висоту, до якої прогріта біля поверхні землі повітряна частинка буде адіабатично здійматися, доки не досягне стану насичення.

Зазвичай для прогнозу конвективних явищ на день синоптик використовує дані нічного радіозондування (00 СГЧ). Якщо за цими даними сухоадіабатично підіймати частинку, то вона, у переважній більшості випадків, буде холоднішою за навколишнє середовище. У разі, якщо протягом найближчих 12 годин домінуючим погодним процесом буде добове нагрівання підстильної поверхні, синоптик має розрахувати рівень конвективної конденсації. За визначенням, це рівень LCL , який одержаний шляхом підняття частинки від ділянки земної поверхні, яка достатньо погрілася для того, щоб подолати від'ємну плавучість і забезпечити глибоку конвекцію. Ця приземна температура називається конвективною температурою T_c .

Рівень CCL визначається шляхом побудови лінії від приземного значення абсолютної вологості повітря (a , г/кг) уздовж ізограми до її перетину з кривою стратифікації. На практиці, для спрощення процедури, підйом здійснюють від приземного значення температури точки роси уздовж ізограми (рис. 1.2).

Одержана лінія буде ідентифікувати профіль температури точки роси на момент початку глибокої конвекції. Якщо від рівня CCL до поверхні землі провести лінію уздовж сухої адіабати, то ми отримаємо вертикальний профіль температури частинки, що адіабатично здіймається, на момент початку глибокої конвекції.

Звісно, що прогнозист може вносити власні корективи у цю техніку. У більшості випадків грози формуються при температурі на кілька градусів нижчій, ніж значення T_c . Тому доцільно дещо знижувати рівень CCL і рухатися вниз уздовж «холоднішої» сухої адіабати.

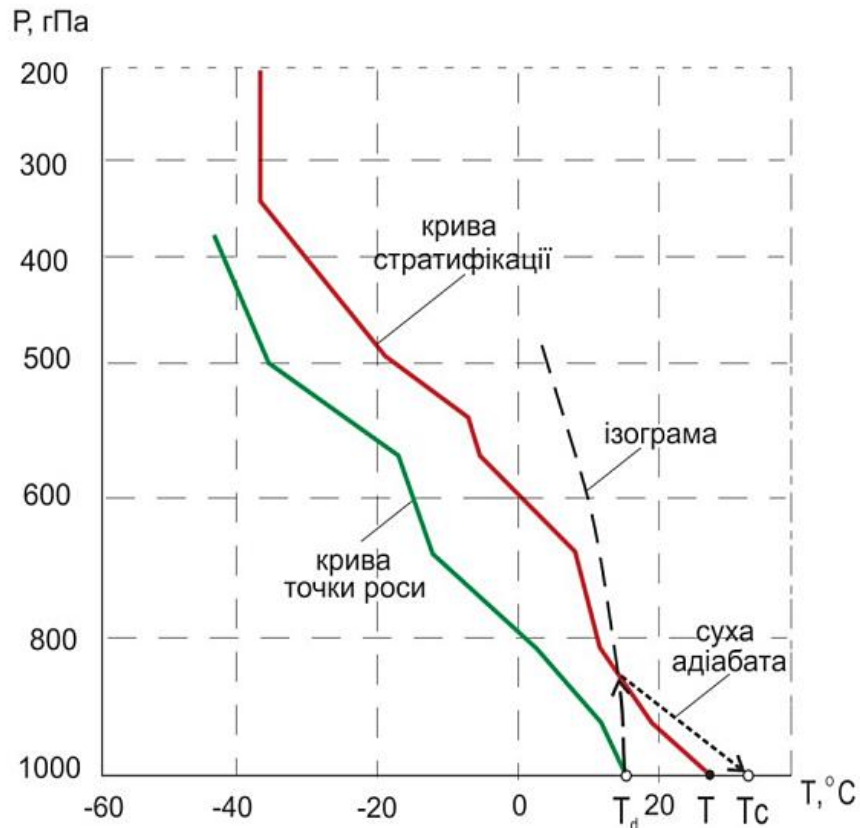


Рисунок 1.2 – Схема визначення конвективної температури (T_c)

Якщо значення конвективної температури перевищує прогностичне значення приземної максимальної температури повітря на день ($T_c > T_{max}$), то це вказує на те, що температура у ГША є досить високою або спостерігаються затримуючі шари і грози зі зливами є малоймовірними. Якщо ж конвективна температура є суттєво нижчою від прогностичної максимальної температури ($T_c < T_{max}$), то це є ознакою того, що грози будуть утворюватися у першій половині дня зі значним охопленням території. 20

Рівень *CCL* зазвичай відображає нижню межу конвективних хмар, які утворюються за рахунок прогріву підстильної поверхні (термічної конвекції).

EL (*Equilibrium Level*) – рівень рівноваги, який характеризує висоту, починаючи з якої піднята частинка стає холоднішою, ніж температура навколишнього середовища і перестає бути плавучою, тобто нестійкою. *EL* використовується для оцінки висоти верхньої межі хмарності. Можна побачити, що «віртуальні» та «невіртуальні» підняті частинки мають однаковий *EL*. Це відбувається тому, що віртуальна температура наближається до фактичної в умовах низьких (менше - 20°C) температур, а ефекти вологості при цьому нівелюються.

Більша частина прогнозування конвективних явищ включає в себе інтерпретацію параметрів нестійкості, а також джерел конвективного підйому, необхідних для ініціалізації глибокої конвекції.

Розглянуті нижче методи апроксимації відносяться до способів підйому частинки, а точніше до вихідних умов її адіабатичного підйому. А далі, вже з урахуванням цих «стартових умов» розраховуються $CAPE$ / CIN / LI / EL / LCL / LFC , тобто усі індекси і параметри до яких входить температура частинки T' . [1]

Тип SB (*Surface Based*) означає, що значення вихідних характеристик (температури та температури точки роси частинки, що здійснює адіабатичний підйом у всій товщині тропосфери) визначається біля поверхні землі (рис. 1). Тобто саме частинка з такими характеристиками і є тим, що втягується у висхідний потік.

Для побудови кривої стану при цьому типі підйому необхідно від значення температури біля поверхні землі піднятися вгору по сухій адіабаті до перетину з ізограмою, піднятою від значення температури точки роси біля поверхні землі, а далі здійснити підйом по вологій адіабаті (рис.1.3).

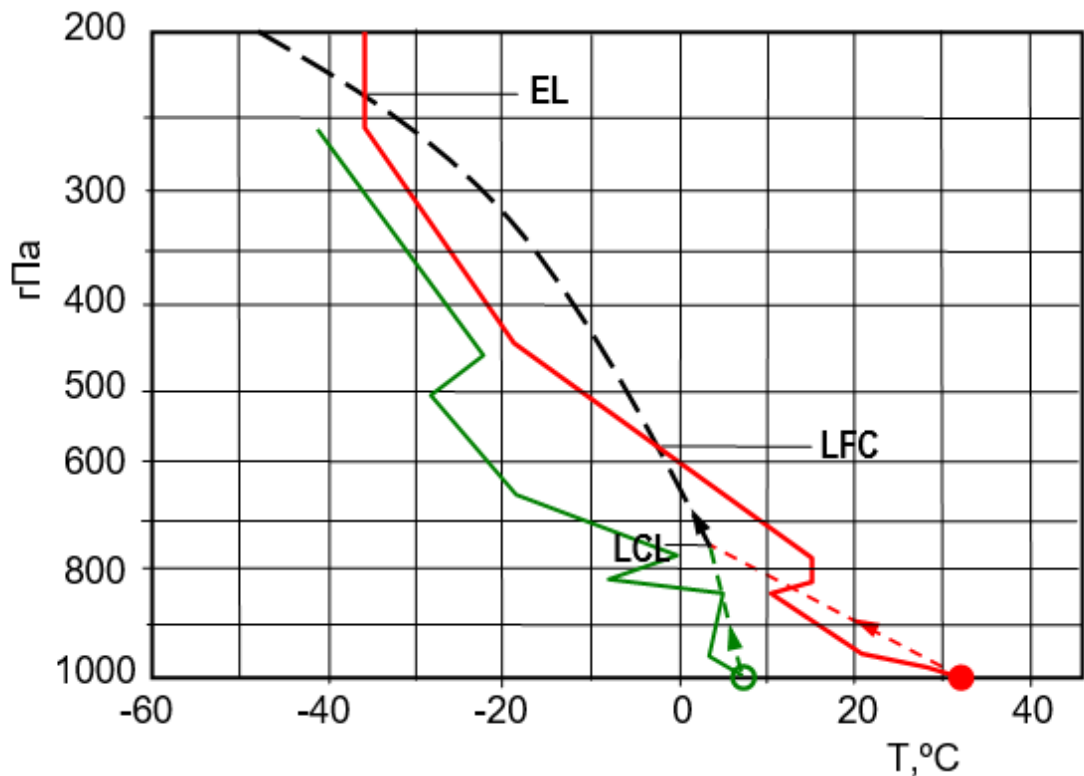


Рисунок 1.3 – Реалізація SB типу підйому частки

Переваги:

- 1) більш стійкий ніж інші наближення до наявності помилок у профілях температури і вологи повітря;
- 2) доцільно використовувати у разі «мілкого» шару вологого повітря;
- 3) дає кращі результати вдень, коли турбулентне перемішування є сильним;

4) часто використовується синоптиками з метою мінімізації «помилки пропуску».

Недоліки:

1) дає нереалістичні результати у разі суперадіабатичного поверхневого шару (тобто у цьому разі те, що є більш точним, не є більш корисним);

2) чутливе до наявності помилок у спостереженнях за температурою і температурою точки роси біля поверхні землі або забруднюються фізичними процесами, які не є адіабатичними.

Тип *ML (Mixed (Mean) Layer)* означає наявність шару перемішування або середнього шару (залежно від джерел зустрічаються обидва терміни). При застосуванні цього типу враховуються властивості шару повітря товщиною до 100гПа над по верхньою землі.

Для побудови кривої стану при цьому типі підйому необхідно визначити середні значення температури і температури точки роси в нижньому шарі товщиною 100 гПа. Далі від отриманих середніх значень температури і точки роси здійснити побудову кривої стану починаючи з середини цього шару (рис.1.4).

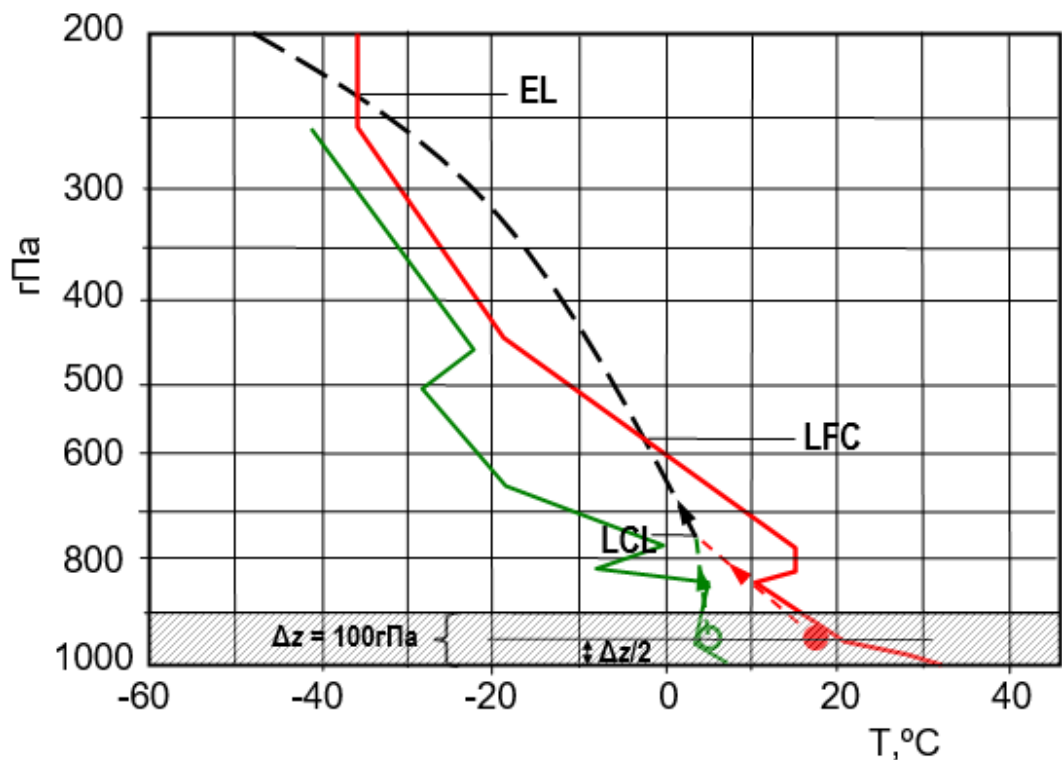


Рисунок 1.4 – Реалізація *ML* типу підйому частки

Переваги:

1) краще відображує турбулентне перемішування, яке відбувається у граничному шарі атмосфери, що важливо при наявності «глибокого» шару вологого повітря;

2) є доцільним для використання, коли граничний шар атмосфери розшаровується (наприклад, після заходу Сонця).

Недоліки:

1) необхідно, щоб термодинамічні характеристики нижнього шару атмосфери товщиною 100- мілібар були добре вираженими.

Тип *MU (More Unstable)* «найбільш нестійкої» частинки зазвичай використовується для піднесеної (вільної) конвекції. У цьому випадку показується, з якого рівня (в межах нижнього 300-мілібарного шару) у профілі температури треба підняти частинку, щоб отримати максимальне значення нестійкості.

Для визначення «оптимальної» кривої стану за цим типом підйому, необхідно здійснити побудову певної кількості кривих стану по значеннях температури і температури точки роси в нижньому 300-мілібарному шарі, починаючи від поверхні землі. «Оптимальною» кривою стану вважатиметься та, що утворює найбільшу площину з «енергією нестійкості» між кривою стратифікації і кривою стану (рис. 1.5).

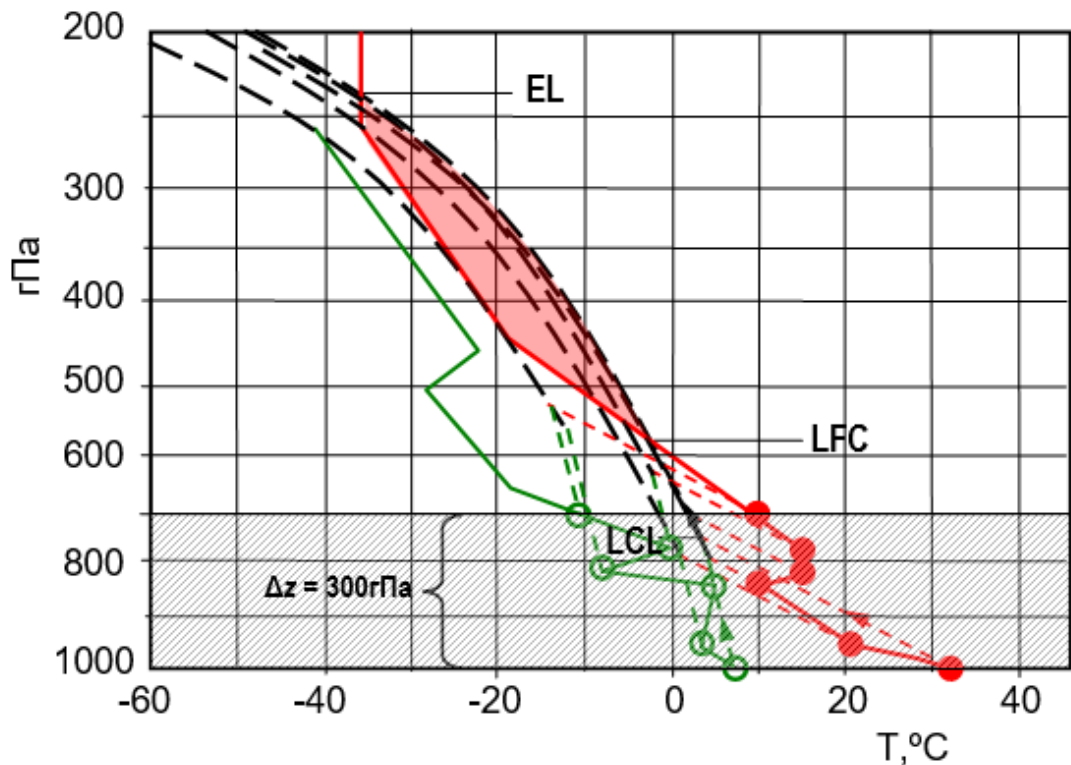


Рисунок 1.5 – Реалізація *MU* типу підйому частки

Переваги:

- 1) формує уявлення про максимально можливий потенціал конвекції;
- 2) враховується можливість розвитку вільної конвекції;
- 3) зменшує імовірність помилки «пропуску».

Недоліки:

- 1) відсутність впевненості у ініціалізації підйому частинки з одержаного рівня;
- 2) збільшує імовірність помилки «хибної тривоги».

Контрольні питання:

1. Які небезпечні для авіації явища погоди пов'язані з колективною хмарністю?
2. Перелічіть стандартні рівні конвекції, поясніть, що вони характеризують.
3. Що характеризують і які переваги та недоліки мають існуючі способи адіабатичного підйому частинки?
4. Чи можуть площини енергії нестійкості отримані за *SB* і *MU* типами підйому частки співпадати? Якщо так або ні чому?

ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

Мета роботи: набуття практичних навиків з визначення типу стратифікації атмосфери та її вертикальної стійкості.

Завдання 1. Побудувати аерологічну діаграму по *SB*, *ML* і *MU* типам підйому частки.

Вихідні матеріали.

Дані радіозондування атмосфери за датами і пунктами зазначеними у табл.1.1 (відповідно до варіанту).

Таблиця 1.1 - Дані радіозондування атмосфери за датами і пунктами (АРМ синоптика)

№ варіанту	Дата	Час	№ варіанту	Дата	Час	Пункт
1.	07.07.2018	12:00 UTC	10.	20.07.2018	12:00 UTC	Кривий Ріг
2.	10.07.2018	12:00 UTC	11.	21.07.2018	12:00 UTC	Кривий Ріг
3.	16.07.2018	12:00 UTC	12.	27.07.2018	12:00 UTC	Кривий Ріг
4.	18.07.2018	12:00 UTC	13.	30.07.2018	12:00 UTC	Кривий Ріг
5.	19.07.2018	12:00 UTC	14.	31.07.2018	12:00 UTC	Кривий Ріг
6.	20.07.2018	12:00 UTC	15.	18.08.2018	12:00 UTC	Київ
7.	25.07.2018	12:00 UTC	16.	28.07.2018	12:00 UTC	Київ
8.	31.07.2018	12:00 UTC	17.	30.07.2018	12:00 UTC	Київ
9.	05.08.2018	12:00 UTC				

Рекомендації по виконанню завдання:

1. Розкодувати данні радіозондування атмосфери.
2. На бланку аерологічної діаграми побудувати криві температури і температури точки роси з обох боків.
3. З одного боку побудувати криву стану по типу *SB* і *ML* типам підйому частки, з іншого по *MU* типу.
4. Визначити стандартні рівні конвекції для різних типів типу підйому частки.
5. Проаналізувати відмінності між розташуванням стандартних рівнів конвекції визначених за різними типами підйому частки. Сформулювати висновки з урахуванням отриманих результатів.

Звітні матеріали

1. Побудована аерологічна діаграма.
2. Позначені рівні конвекції для різних типів підйому частки.
3. Сформульовані висновки.

ПРАКТИЧНА РОБОТА №2

Заняття:2 Розрахунок індексу *CAPE*

ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ

Потенційна доступна енергія нестійкості (*Convective Available Potential Energy, CAPE*) представляє собою роботу, яку потенційно може здійснити частинка повітря при адіабатичному підйомі. *CAPE* розраховується за наступною формулою:

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{T_p - T_e}{T_e} dz, \quad (1.1)$$

де g – прискорення вільного падіння, м/с²; T_p і T_e – віртуальна температура довколишнього середовища і частинки повітря відповідно, °К; EL – рівень рівноваги (характеризує висоту починаючи з якої піднята частинка стає холоднішою, ніж температура навколишнього середовища і перестає бути плавучою, гПа; LFC – рівень вільної конвекції, гПа.

Оскільки визначення параметру *CAPE* потребує вирішення інтегральної функції, це ускладнює можливість розрахунку цього параметру у повсякденній оперативній практиці. Для вирішення цієї проблеми пропонується скористатися більш простим графічним методом. Для цього

необхідно площу замкнену між кривою стратифікації і стану в шарі між *LFC* і *EL* (площину *CAPE*) поділити на менші площини правильної форми таким чином, щоб їхня сума була максимально наближеною до загальної площини *CAPE* рис.1.6.

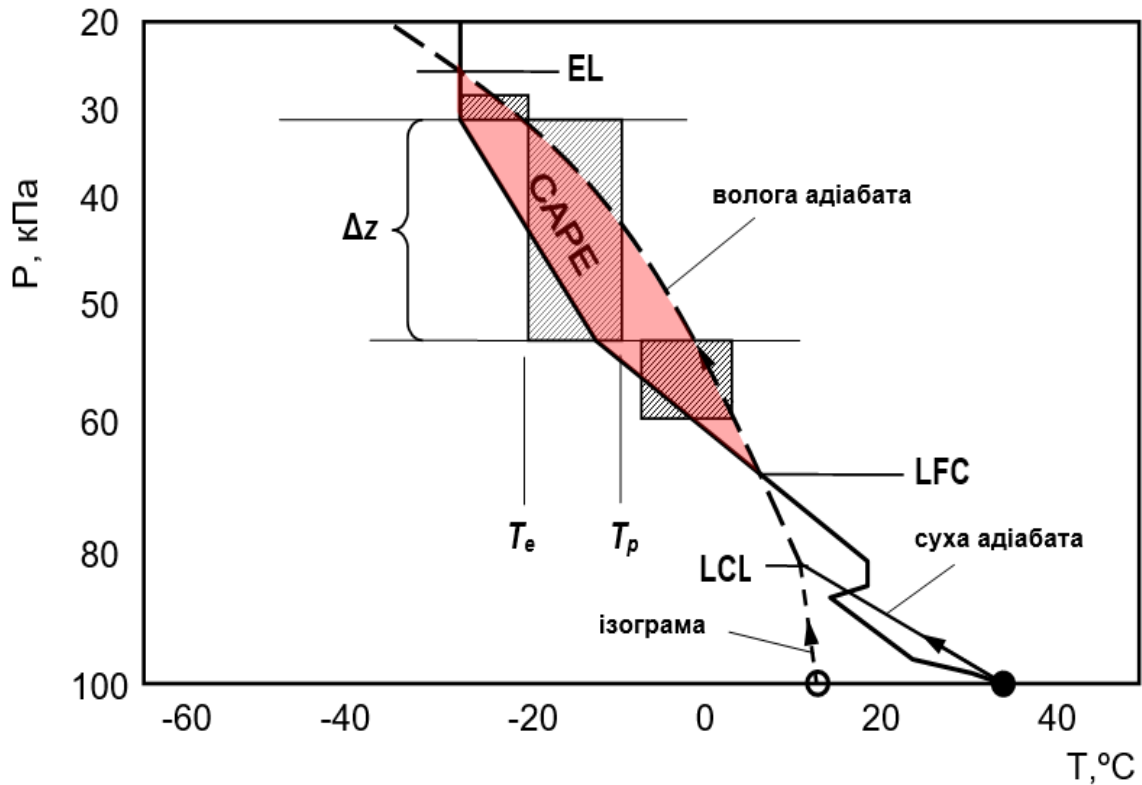


Рисунок 1.6 – Темний прямокутник з висотою Δz і шириною $T_p - T_e$ показує частину загальної площини *CAPE*, який охоплює лише один шар повітря.

Для полегшення розрахунку пропонується поділити площину *CAPE* на більшу кількість прямокутників але рівної площини (рис. 1.7), розміром ΔT на Δz (наприклад $\Delta T = 5^\circ\text{C}$ і $\Delta z = 1\text{км}$). Під час розбиття площини *CAPE* необхідно намагатися максимально компенсувати ділянки *CAPE*, що не увійшли до прямокутників, ділянками, що входять до неї але не входять до площини *CAPE*. Більшу точність розрахунку за цим способом можна досягти за рахунок зменшення розміру прямокутників але збільшення їхньої кількості.

Для визначення площини *CAPE* за цим способом необхідно скористатися наступною формулою:

$$CAPE \cong |g| \sum_{LFC}^{EL} \frac{(T_p - T_e)}{T_e} \cdot \Delta z \quad (1.2)$$

Одиницями виміру $CAPE$ є Дж/кг, що еквівалентно квадрату швидкості m^2/c^2 .

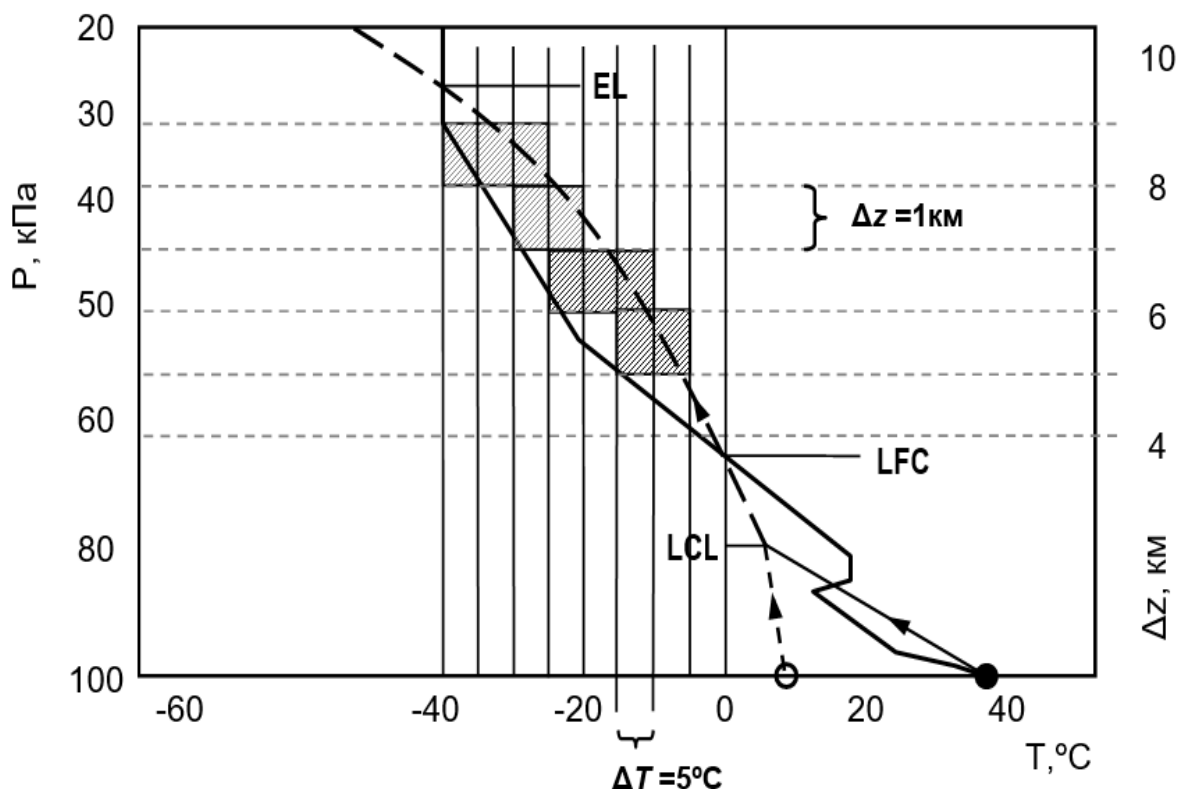


Рисунок 1.7 – Наближене перекриття площини $CAPE$ прямокутниками однакової площини від Δz по ΔT . Тут наведений приклад $\Delta T = 5^\circ C$, а $\Delta z = 1$ км.

Другий спосіб визначення величини $CAPE$ є аналогічним до попереднього окрім того, що він передбачає використання замість значень висоти поверхонь z , з яких знімаються значення температур T_p і T_e , значення тиску на відповідних поверхнях p рис. 1.8.

Для визначення $CAPE$ за цим способом необхідно скористатися наступною формулою:

$$CAPE = \mathcal{R}_d \sum_{LFC}^{EL} (T_p - T_e) \cdot \ln \left(\frac{P_{bottom}}{P_{top}} \right) \quad (1.3)$$

де $\mathcal{R}_d = 287.053$ Дж/К·кг – газова стала для сухого повітря;

P_{bottom} і P_{top} – значення тиску на нижній та верхній межах шару відповідно, кПа.

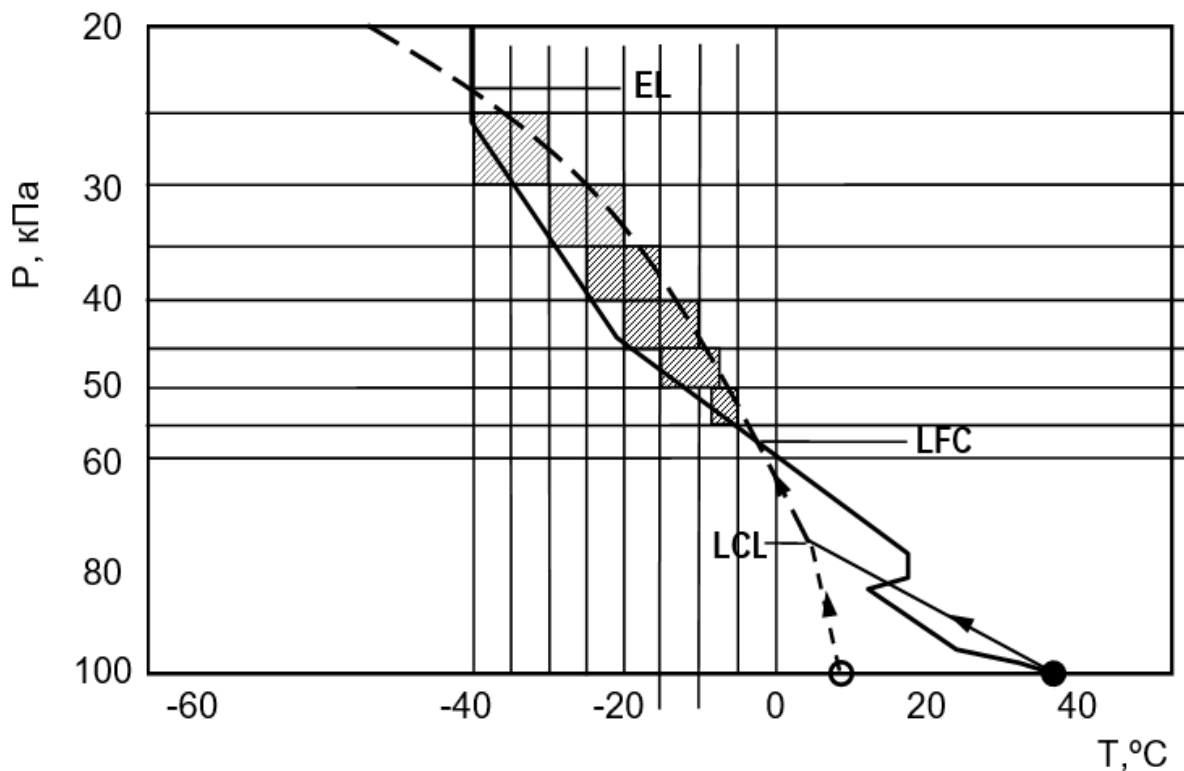


Рисунок 1.8 – Наближене перекриття площини $CAPE$ прямокутниками однакової площини від ΔP по ΔT . У наведеному прикладі $\Delta P = 5 \text{ кПа}$
 ΔT – змінюється

Співвідношення між значеннями $CAPE$ та прогностичними висновками наведені у таблиці 1.2, хоча не варто вважати, що ці показники чітко ідентифікують межі між зазначеними рівнями грозової активності, оскільки різні категорії штормів можуть спостерігатися при однакових значеннях $CAPE$ або, навпаки, відсутність грози може спостерігатися в умовах високих значень $CAPE$. Необхідно усвідомлювати, що $CAPE$ дає лише оцінку потенційної можливості грози, а для того, щоб вона виникла необхідний процес, який її запускає. Тобто $CAPE$ є корисним, але неточним інструментом прогнозування, що підтверджується статистичними даними.[1]

Таблиця 1.2 – Значення індексу $CAPE$ та його кількісна оцінка

$CAPE$		$MLCAPE$		Кількісна оцінка
$0 <$	≤ 1000	$0 <$	≤ 1000	Слабка нестійкість атмосфери
$1000 <$	≤ 2500	$1000 <$	≤ 2500	Помірна нестійкість атмосфери
$2500 <$	≤ 4000	$2500 <$	≤ 3500	Висока нестійкість атмосфери
$4000 <$		$3500 <$		Дуже висока нестійкість атмосфери

Контрольні питання:

1. Що представляє собою потенційна доступна енергія нестійкості?
2. Чим відрізняються підходи в розрахунку індексу *CAPE* за двома способами?
3. Що може підвищити точність розрахунку площини *CAPE* при використанні першого і другого методів розрахунку?

ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

Мета роботи: набуття практичних навиків з визначення параметру конвективної нестійкості атмосфери *CAPE* за різними способами.

Завдання 1. Визначення площини *CAPE* використовуючи дані про температуру і висоту.

Вхідні дані.

Дані радіозондування атмосфери за датами і пунктами зазначеними у завданні 1, таблиця 1.1 (згідно з варіантом).

Рекомендації по виконанню завдання:

1. Розкодувати данні радіозондування атмосфери.
2. Побудувати криві стратифікації і температури точки роси.
3. Побудувати криву стану по *SB* типу підйому частки..
4. Поділити площину *CAPE* на прямокутники рівної площини, розміром ΔT на Δz . Розмір сторін прямокутників обрати самостійно.
5. Використовуючи рівняння 1.2 розрахувати значення величини *CAPE* (приклад розрахунку *CAPE* за цим способом наведений нижче).

Приклад.

Нанести сітку в межах площини *CAPE* за способом наведеними на рисунку 1.7. Кожний прямокутник на цьому рисунку має розмір $\Delta T = 5^\circ\text{K}$ на $\Delta z = 1000\text{м}$. Площина кожного прямокутника становить $5 \times 1000 = 5000^\circ\text{K} \cdot \text{м}$. Загальну площину *CAPE* перекривають 10 прямокутників рівного розміру = $10 \times 5000^\circ\text{K} \cdot \text{м} = 50000^\circ\text{K} \cdot \text{м}$. Середнє значення T_e в межах *CAPE* становить - 25°C або 248°K . Використовуючи рівняння 2.2 отримаємо наступне значення *CAPE*:

$$CAPE = (9,8\text{м}/\text{с}^2 \cdot 50000\text{K} \cdot \text{м}) / 248 \text{ K} = 1976 \text{ м}^2/\text{с}^2 = 1976 \text{ Дж/кг}.$$

Таке значення *CAPE* характеризує помірну стратифікацію при якій є умови для виникнення помірної або сильної конвекції.

Звітні матеріали

1. Бланк аерологічної діаграми з нанесеними даними радіозондування атмосфери і проведеними маніпуляціями стосовно площини *CAPE* як вказано у рекомендаціях.

2. Результати розрахунку параметру *CAPE*.

3. Висновки по результатах розрахунків.

Завдання 2. Визначення площини *CAPE* використовуючи дані про температуру і тиск.

Вхідні дані.

Дані радіозондування атмосфери за датами і пунктами зазначеними у завданні 1, таблиця 1.1 (згідно з варіантом)

Рекомендації по виконанню завдання:

1. На зворотній частині аерологічної діаграми повторно нанести криві стратифікації, точки роси і стану.

2. Побудувати криву стану по *ML* типу підйому частки.

4. Поділити площину *CAPE* на декілька окремих прямокутників, таким чином, щоб максимально наблизити сумарне значення цих площин до значення площини *CAPE*. Для прямокутників значення ΔP обрати рівним 5кПа, значення ΔT обирати довільно окремо для кожного прямокутника у залежності від форми площини *CAPE*.

5. Використовуючи рівняння 1.3 розрахувати значення *CAPE* (приклад розрахунку *CAPE* за цим способом наведений нижче).

6. Порівняти результати розрахунків проведених за двома способами.

Приклад.

Нанести сітку в межах площини *CAPE* за способом наведеними на рисунку 1.8. Для визначення величини *CAPE* скористаємося формулою 1.3:

$$\begin{aligned} CAPE = & [287 \text{ Дж}/(\text{К} \cdot \text{кг})] \cdot \{ [-30^\circ\text{C} - (-40^\circ\text{C})] \cdot \ln(30 \text{ кПа}/25 \text{ кПа}) + \\ & + [-20^\circ\text{C} - (-30^\circ\text{C})] \cdot \ln(35 \text{ кПа}/30 \text{ кПа}) + [-15^\circ\text{C} - (-25^\circ\text{C})] \cdot \ln(40 \text{ кПа}/35 \\ & \text{кПа}) + \\ & + [-10^\circ\text{C} - (-20^\circ\text{C})] \cdot \ln(45 \text{ кПа}/4 \text{ кПа}) + [-8^\circ\text{C} - (-15^\circ\text{C})] \cdot \ln(50 \text{ кПа}/45 \text{ кПа}) \\ & + \\ & + [-5^\circ\text{C} - (-8^\circ\text{C})] \cdot \ln(55 \text{ кПа}/50 \text{ кПа}) \} \end{aligned}$$

$$CAPE = [287 \text{ Дж}/(\text{К} \cdot \text{кг})] \cdot \{10\text{К} \cdot 0,182 + 10\text{К} \cdot 0,154 + 10\text{К} \cdot 0,134 + 10\text{К} \cdot 0,118 + 7\text{К} \cdot 0,105 + 3\text{К} \cdot 0,095\} = [287 \text{ Дж}/(\text{К} \cdot \text{кг})] \cdot \{6,9\text{К}\} = 1980 \text{ Дж}/\text{кг}.$$

Таке значення *CAPE* характеризує помірну стратифікацію при якій є умови для виникнення помірної або сильної конвекції.

Звітні матеріали

1. Бланк аерологічної діаграми з нанесеними даними радіозондування атмосфери і проведеними маніпуляціями стосовно площини *CAPE* як вказано у рекомендаціях.
2. Результати розрахунку параметру *CAPE*.
3. Висновки по результатах розрахунків.

ТЕМА 2: КІЛЬКІСНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОНВЕКЦІЇ ТА ОСНОВИ ПРОГНОЗУ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ

ПРАКТИЧНА РОБОТА №1

Заняття: 1 Розрахунок температурно-вологісних параметрів конвекції

ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ

У практиці прогнозування конвективних явищ розроблено багато параметрів, які дозволяють кількісно описати імовірність виникнення конвективних явищ. Охопити їх усіх досить важко, тому варто зосередитися на деяких з них, що найчастіше зустрічаються в оперативній практиці, при цьому не стверджуючи, що саме вони є найефективнішими для прогнозування тих чи інших конвективних явищ. Питання встановлення меж критеріальних значень для параметрів конвекції для тієї чи іншої території є відкритим і потребує кропіткої роботи для території України зокрема.[1]

Індекс *VT* (*Vertical Totals*) розраховується за формулою:

$$VT = T_{850} - T_{500}, \quad (2.1)$$

де T_{850} , T_{500} – температура повітря на ізобаричних поверхнях 850 та 500 гПа.

Вважається, що різниця температур у 28°C розділяє умови, які є сприятливими або несприятливими для виникнення грози.

Індекс *CT* (*Cross Totals*) розраховується за формулою:

$$CT = T_{d850} - T_{500}, \quad (2.2)$$

де

T_{500} – значення температури повітря на ізобаричній поверхні 500 гПа;

$T_{d 850}$ – значення температури точки роси на ізобаричній поверхні 850 гПа.

Критеріальні значення цього індексу відображенні у таблиці 2.1.

Таблиця 2.1 – Критеріальні значення індексу *CT*

<i>CT</i>	Кількісна оцінка
< 18	Тропосфера містить низький потенціал конвективної нестійкості, який є недостатнім для грозової діяльності
18 ÷ 19,9	Помірна нестійкість. Слабка грозова діяльність.
20 ÷ 21,9	Висока нестійкість. Грози.
22 ÷ 23,9	Енергія нестійкості при якій можливі сильні грози.
24 ÷ 25,9	Висока енергія нестійкості. Сильні грози.
> 25	Дуже висока енергія нестійкості. Дуже сильні грози.

Індекс *TT* (*Total Totals*) є сумарним значенням двох попередніх індексів і розраховується за формулою:

$$TT = VT + CT, \text{ Miller (1972)} \quad (2.3)$$

Критеріальні значення цього параметру відображенні у таблиці 2.2.

Таблиця 2.2 – Критеріальні значення індексу *TT*

<i>TT</i>	Кількісна оцінка
< 45	Слабкий потенціал конвективної нестійкості
45 ÷ 55	Помірний потенціал конвективної нестійкості
> 55	Сильний потенціал конвективної нестійкості

Індекс *I* (*Boyden index*) використовується для оцінки ймовірності грози. *I* і був запропонований у 1963 році британським метеорологом С. Дж. Байденом, щоб легше було оцінити ймовірність грози, які виникають на фронтальних системах, що рухаються через Британські острови. Чим більшим є значення *I*, тим більшою є ймовірність утворення грози.

Оскільки в цьому показнику не використовуються значення температури або вологості біля поверхні землі, на його значення не сильно впливає на тип повітряних мас (континентальні або морські повітряні маси, що виявилось

неефективним у таких місцях, як Швейцарія, де тиск біля поверхні землі сильно відрізняється від тиску на рівні 1000 гПа).

Він розраховується за формулою:

$$I = (Z-200) - T_{700}, \quad (2.4)$$

де Z – товщина шару 1000-700 гПа у дам; T_{700} – температура 700 гПа у °С.

Критеріальним значенням, що свідчать про можливість утворення гроз вважаються значення $I \geq 94 - 95$, але вони можуть варіюватися у залежності від географічного положення пункту для якого проводяться розрахунки.

Індекс SI (*Showalter index*) розраховується за формулою:

$$SI = T_{500} - T_{p\ 500}, \quad (2.5)$$

де

T_{500} – температура повітря на ізобаричній поверхні 500 гПа;

$T_{p\ 500}$ – температура частки, піднятої сухоадіабатично від рівня 850 гПа до рівня конденсації і вологоадіабатично до рівня 500 гПа у °С.

Критеріальні значення цього параметру відображенні у таблиці 2.3.

Таблиця 2.3 – Критеріальні значення індексу SI

SI	Кількісна оцінка
> 0	Слабкий потенціал конвективної нестійкості
$-3,9 \div 0$	Помірний потенціал конвективної нестійкості
$-6,9 \div -4$	Сильний потенціал конвективної нестійкості
≤ -6	Абсолютна нестійкість

Індекс плавучості LI (*Lifted Index*) є одним з основних критеріїв статичної стійкості атмосфери і визначається як різниця між віртуальною температурою ізобаричної поверхні 500 гПа (T_c) і температурою частки повітря одиничного об'єму, що піднялася до цієї поверхні (T_p) і визначається за формулою:

$$LI = T_c(500\text{mb}) - T_p(500\text{mb}), \quad (2.6)$$

Lifted Index характеризує термічну стратифікацію атмосфери по відношенню до вертикальних рухів повітря. Якщо LI значення є додатним, то атмосфера (у відповідному шарі) є стійкою. Якщо значення LI є від'ємним – атмосфера є нестійкою.

Критеріальні значення цього параметру, для різних типів підйому частки, відображенні у таблиці 2.4.

Таблиця 2.4 – Критеріальні значення індексу *LI*

<i>SBLI</i>	<i>MULI</i>	Кількісна оцінка
≥ 0	≥ 0	Стійкий стан атмосфери.
$-3 \div -1$	$0 \div -3$	Слабкий потенціал конвективної нестійкості
$-5 \div -4$	$-6 \div -3$	Помірний потенціал конвективної нестійкості
$-7 \div -6$	$-9 \div -6$	Сильний потенціал конвективної нестійкості
≤ -7	≤ -9	Абсолютна нестійкість

Ідекс *KI* (*Whiting index*) розраховується за формулою:

$$KI = 2T_{850} - (T - T_d)_{850} - (T - T_d)_{700} - T_{500}, \quad (2.7)$$

де

T_{850} , T_{700} і T_{500} – значення температури повітря на відповідних поверхнях;
 T_{d850} , T_{d700} – значення температури точки роси на відповідних поверхнях.
 Критеріальні значення цього параметру відображенні у таблиці 2.5.

Таблиця 2.5 – Критеріальні значення індексу *KI*

<i>KI</i>	Кількісна оцінка
< 20	Слабкий потенціал конвективної нестійкості
$20 \div 24,9$	Помірний потенціал конвективної нестійкості
$25 \div 29,9$	Сильний потенціал конвективної нестійкості
≥ 30	Абсолютна нестійкість

Індекс *TI* (*Thompson index*) розраховується за формулою:

$$TI = KI - LI_{50}. \quad (2.8)$$

де *KI* – індекс (число Вайтинга),

LI – Lifted індекс розрахований від поверхні 50 гПа.

Критеріальні значення цього параметру відображенні у таблиці 2.6.

Таблиця 2.6 – Критеріальні значення індексу *TI*

<i>TI</i>	Кількісна оцінка
< 25	Слабкий потенціал конвективної нестійкості
$25 \div 29,9$	Помірний потенціал конвективної нестійкості
$30 \div 34,9$	Сильний потенціал конвективної нестійкості
≥ 35	Абсолютна нестійкість

Індекс *SWEAT* (*Severe Weather ThrEAT*), розроблений у ВПС США. *SWEAT* – комплексний критерій для діагнозу і прогнозу небезпечних і стихійних явищ погоди, пов’язаних з конвективною нестійкістю, і містить у собі індекс нестійкості повітряної маси, враховує швидкість та зсув вітру і розраховується за формулою:

$$SWEAT = 12T_{d850} + 20(TT - 49) + 3,888F_{850} + 1,944F_{500} + (125 \cdot [\sin(D_{500} - D_{850}) + 0,2]), \quad (2.9)$$

де T_{d850} – температура точки роси на ізобаричних поверхнях 850 гПа;

TT – Total Totals індекс;

F_{850}, F_{500} – швидкість вітру на поверхнях 850 та 500 гПа;

$D_{500} - D_{850}$ – напрям вітру на відповідних поверхнях.

У формулі:

– температура повітря задається у градусах Цельсія;

– швидкість вітру у м/с;

– напрям вітру у градусах;

– другий член рівняння приймається рівним 0, якщо $TT \leq 49$;

– останній доданок у формулі дорівнюється нулю, якщо не виконується

будь яка з наступних умов:

– D_{850} у діапазоні від 130 до 250 градусів;

– D_{500} у діапазоні від 210 до 310 градусів;

– різниця у напрямі вітру ($D_{500} - D_{850}$) є додатною;

– F_{850} і F_{500} швидкості вітру ≤ 7 м/с.

Критеріальні значення цього параметру відображенні у таблиці 2.7.

Таблиця 2.7 – Критеріальні значення індексу *SWEAT*

<i>SWEAT</i>	Кількісна оцінка
< 250	немає умов для виникнення сильних гроз
250 ÷ 350	є умови для сильних гроз, граду і шквалів
350 ÷ 500	є умови для дуже сильних гроз, крупного граду сильних шквалів, смерчів
≥ 500	умови для дуже сильних гроз, крупного граду сильних шквалів, пружних смерчів

Індекс *RI* (*Rackliff index*) розраховується за формулою:

$$T = \theta_{w900} - T_{500} \quad (2.10)$$

де θ_{w900} – потенційна температура змоченого термометра на рівні 900гПа;

T_{500} – температура (°C) на поверхні 500 гПа.

Порядок визначення потенційної температури змоченого термометра на рівні 900гПа графічно відображено на рисунку 2.1.

Вважається, що значення *RI* індексу 30°C розділяє умови, які є сприятливими або несприятливими для виникнення грози.

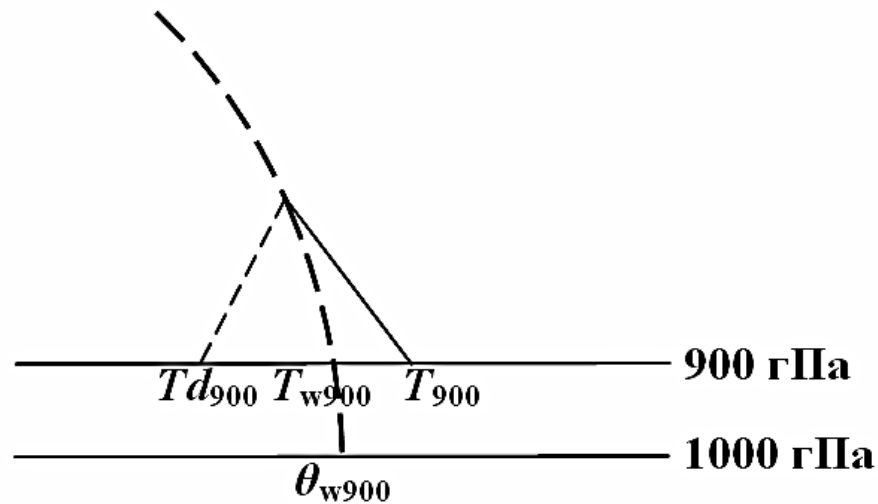


Рисунок 2.1 – Порядок визначення псевдопотенційної температури змоченого термометра на рівні 900 гПа

Індекс *MJI* (*Modified Jefferson index*) розраховується за формулою:

$$MJI = 1,6 \cdot \theta_{w900} - T_{500} - 0,5 \cdot (T - T_d)_{700} - 8, \quad (2.11)$$

де θ_{w900} – потенційна температура змоченого термометра на рівні 900гПа;

T_{500} – температура (°C) на поверхні 500 гПа

$(T - T_d)_{700}$ – дефіцит точки роси на рівні 700 гПа.

Вважається, що значення *MJI* індексу 27°C розділяє умови, які є сприятливими або несприятливими для виникнення грози.

Індекс *BI* (*Bradbury index*) розраховується за формулою:

$$BI = \theta_{w500} - \theta_{w850}, \quad (2.12)$$

де θ_{w500} , θ_{w850} – потенційна температура змоченого термометра на рівнях 500 і 850 гПа відповідно.

Критеріальні значення цього параметру відображенні у таблиці 2.9.

Таблиця 2.9 – Критеріальні значення індексу *BI*

<i>BI</i>	Кількісна оцінка
$BI \leq -2$	Можливі грози (теплий період року)

$VI \leq +3$	Можливі грози (холодний період року)
$VI < +3$	Можливі грози в будь який сезон року у сполученні з циклонічною кривизною на поверхні 500 гПа

Контрольні питання:

1. Які температурно-вологісні індекси конвекції ви знаєте?
2. Які температурно-вологісних індексів конвекції залежать від типу адиабатичного підйому частинки і чому?
3. Які чинники обмежують ефективність використання індексів LI та TT ? Чому?
4. Які обмеження застосовуються при розрахунку індексу $SWEAT$?
5. Чим зумовлюється необхідність адаптації параметрів та індексів конвекції?

ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

Мета роботи: набуття практичних навиків з розрахунку температурно-вологісних параметрів конвекції та застосовування їх для прогнозу конвективних явищ.

Вхідні дані.

Дані радіозондування атмосфери за датами і пунктами зазначеними у завданні 1, таблиця 1.1 (згідно з варіантом).

Рекомендації по виконанню завдання:

1. Сформувати у програмі EXCEL файл, в якому відкрити два листи формату EXCEL.
2. Перший лист позначити назвою «Вхідні дані», другий – «Температурно-вологісні параметри».
3. На першому листі сформувати загальну таблицю для вхідних даних з урахуванням кількості всіх величин, необхідних для розрахунку параметрів зазначених вище.
4. В автоматизованому робочому місці синоптика (АРМСИН) вивести дані зондування атмосфери (побудувати аерологічну діаграму) за відповідну дату по пункту (згідно з варіантом).
5. До таблиці у вкладці «Вхідні дані» ввести значення вхідних даних необхідних для подальшого розрахунку зазначених вище температурно-вологісних параметрів.

6. На другому листі сформувати таблицю таким чином, щоб вона складалась з чотирьох стовбців, а кількість строк в ній була на одну строку більшою від кількості температурно-вологісних параметрів зазначених вище. Перші два стовбці призначенні для нумерації і відображення назв параметрів. До третього стовпця необхідно вносити розрахункові формули в яких у якості вхідних даних, використовуватимуться дані з вкладки «Вхідні дані». Останній стовбець призначатиметься для закладання до кожної чарунки, навпроти кожного параметру алгоритму, що дозволить у автоматичному режимі обирати відповідну до значення параметру кількісну оцінку.

7. Сформулювати загальний прогностичний висновок на основі отриманих розрахунків по пункту прогнозу (згідно з варіантом).

Звітні матеріали

1. Побудована аерологічна діаграма.
2. Розраховані значення температурно-вологісних параметрів з кількісною оцінкою отриманих значень.
3. Реалізований у програмі EXCEL розрахунковий алгоритм для розрахунку температурно-вологісних параметрів нестійкості атмосфери.
4. Сформульовані прогностичні висновки.

ПРАКТИЧНА РОБОТА №2

Заняття:2 Розрахунок індексів зсуву вітру для прогнозу конвективних явищ

ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ

Характерною просторовою мінливістю вітру є зсув *вітру*, який представляє собою змінення напрямку і (або) швидкості вітру у просторі, включаючи висхідні і низхідні повітряні потоки. Сильні зсуви вітру входять до числа небезпечних явищ погоди.

Зсув вітру визначається як векторна різниця векторів вітру, виміряних в двох точках простору, яка відображає змінення як швидкості, так і напрямку вітру між розгляданими точками.

Зсув вітру, за основні характеристики якого приймається зміна його горизонтальної швидкості або напрямку з висотою, є однією з умов необхідних для формування грозового шторму. Він є векторною різницею між вітром на верхній і нижній межі шару, поділеною на товщину шару Δz і має розмірність с^{-1} .

Використовуючи поняття з геометрії, зсув вітру може бути визначений через його компоненти:

$$\frac{\Delta u}{\Delta z} = \frac{u_2 - u_1}{z_2 - z_1}; \quad \frac{\Delta v}{\Delta z} = \frac{v_2 - v_1}{z_2 - z_1};$$

$$\beta = \frac{\sqrt{\Delta u^2 + \Delta v^2}}{\Delta z};$$

$$\alpha_{shear} = 90^\circ - \frac{360}{C} \arctg \frac{\Delta v}{\Delta u} + \alpha_0,$$

де індекси 1 та 2 позначають значення складових швидкості вітру u та v на верхній і нижній межах шару відповідно;

$\alpha_0 = 180^\circ$, якщо $\Delta u > 0$ та $\alpha_0 = 0^\circ$, якщо $\Delta u < 0$; C – кутове обертання по колу (360° або 2π радіанів, залежно від «виходу» з \arctg).

Для прогнозування грози розраховують зсуви вітру у різних шарах атмосфери, проте найбільш доцільним видається підхід, коли зсув розраховується для шарів однакової товщини, наприклад (0-1 км, 1-2 км тощо).

При визначенні впливу зсуву вітру у шарах однакової товщини, часто використовують його заміник – векторну різницю вітру, яка має вид,

$$\beta = \sqrt{\Delta u^2 + \Delta v^2};$$

і одиниці вимірювання м/с.

У оперативній практиці метеопідрозділів зустрічаються прийом, розраховуються значень зсуву вітру для шарів атмосфери фіксованої висоти. З цієї точки зору можна навести приклад двох індексів зсуву вітру – індекс зсуву нижнього рівня (*LOSHR*) та індекс глибокого зсуву вітру (*DLS*).[1]

Індекс *LOSHR* (*Location zero point of SHR*) розраховується за формулою:

$$LOSHR = \vec{V}_{1km} - \vec{V}_0, \quad (2.13)$$

де \vec{V}_{1km} та \vec{V}_0 – векторна різниця значень вітру на висоті 1 км та біля поверхні землі відповідно.

У якості критеріального приймається значення 10 м/с. Вважається, що при $LOSHR \geq 10$ м/с існує імовірність утворення торнадо.

Індекс глибокого зсуву вітру *DLS* (*Deep Layer Shear*) розраховується за формулою:

$$DSL = \vec{V}_{6\text{км}} - \vec{V}_0, \quad (2.14)$$

де $\vec{V}_{6\text{км}}$ та \vec{V}_0 – вектор вітру на висоті 6 км та біля поверхні землі відповідно.

Критеріальні значення наведені у таблиці 2.10.

Таблиця 2.10 – Критеріальні значення індексу *DLS*.

<i>DLS</i> , м/с	Прогностичні висновки
> 50	Переважає утворення моно- та мультикоміркових гроз
20-50	У випадку розвитку шторму найімовірнішими є суперкомірки (за умови, що атмосфера підтримує конвективну активність)
15-20	Суперкомірки можливі, якщо атмосфера дуже або екстремально нестійка, оскільки шторм може посилити локальний зсув
< 10	Для ініціалізації конвекції (мульти- або суперкоміркової) необхідний зсув з середнім значенням не менше 12 м/с

Індекс *BRN* (*Bulk Richardson Number*), який є показником типу конвективного шторму і включає до себе енергію плавучості *CAPE* та вертикальний зсув вітру та розраховується за формулою:

$$BRN = \frac{CAPE}{0,5SHEAR^2} = \frac{CAPE}{0,5(\bar{v}_{0-6} - \bar{v}_{0-0,5})^2}, \quad (2.15)$$

де \bar{v}_{0-6} та $\bar{v}_{0-0,5}$ – вектор середнього вітру у шарі 0 ÷ 6км та 0 ÷ 0,5км відповідно.

Критеріальні значення індексу *BRN* наведені у таблиці 2.11.

Таблиця 2.11 – Значення індексу *BRN* та його кількісна характеристика

<i>BRN</i>	Прогностичні висновки
> 10	Сильний вертикальний зсув і низькі значення <i>CAPE</i> . Зсув може бути у значній мірі обумовлений слабкою плавучістю, що викликає стійкі конвективні висхідні потоки.
$10 \leq BRN < 50$	Пов'язані з розвитком супкомірок
≥ 50	Відносно слабкий вертикальний зсув і високі значення <i>CAPE</i> , які передбачають з високою імовірністю розвиток мультикоміркових гроз.

Вертикальні зсуви вітру зумовлюють виникнення обертальних рухів повітря з горизонтальною віссю, які висхідними і низхідними потоками трансформуються у вертикальну завихреність.

Це дозволяє прогнозувати обертання мезоциклону для будь-якого зсуву вітру у передштормовій повітряній масі. Великі значення горизонтальної завихреності можуть збільшити відносну завихреність мезоциклону, збільшуючи його торнадогенність.

За останні роки, як інформативний предиктор, отримав поширення індекс відносної спіральності шторму (Storm Relative Helicity (*SRH*)), який характеризує обертання висхідного потоку шторму і, як наслідок, потенціал розвитку торнадо. Розрахунок параметру *SRH* можна виконати за формулою:

$$SRH = \sum_0^3 \bar{v}_{SR} \Delta u - \bar{u}_{SR} \Delta v, \quad (2.16)$$

де $\bar{v}_{SR} = \bar{v} - v_{SR}$, $\bar{u}_{SR} = \bar{u} - u_{SR}$ – різниця між осередненими складовими вектору вітру в шарі та вектору руху шторму осередненому у шарі;

$$\bar{v} = \frac{v_{i+1} + v_i}{2}, \quad \bar{u} = \frac{u_{i+1} + u_i}{2} - \text{складові векторів вітру, осереднені у шарі між}$$

рівнями;

$\Delta u = u_{i+1} - u_i$ і $\Delta v = v_{i+1} - v_i$ – різниця складових вітру на верхній і нижній межах шару відповідно.

Критеріальні значення параметру *SRH* наведені у таблиці 2.12.

Таблиця 2.12 – Значення параметру *SRH* та його кількісна характеристика

<i>SRH</i> , м ² /с ²	Прогностичні висновки
< 150	слабке обертання
150-300	ймовірна гроза з обертанням
300-450	ймовірні суперкомірки з обертанням
≥ 450	дуже висока ймовірність суперкомірок з обертанням

Ще одним індексом, який у певній мірі можна віднести до цієї групи, є індекс *EHI* (Energy Helicity Index), який пов'язує індекси *CAPE* та *SRH* та має такий вид

$$EHI = \frac{CAPE \cdot SRH}{1,6 \cdot 10^5} \quad (2.17)$$

Критеріальні значення параметру *SRH* наведені у таблиці 2.13.

Таблиця 2.13 – Значення параметру *EHI* та його кількісна характеристика

<i>EHI</i>	Прогностичні висновки
< 1,0	слабкий потенціал розвитку суперкомірок
1-5	можливі торнадо з інтенсивністю до EF3
> 5	можливі торнадо з інтенсивністю до EF5

Контрольні питання:

1. Надайте визначення поняттю зсуву вітру.
2. Як математично визначається зсув вітру?
3. Які індекси дозволяють розрахувати зсув вітру для шарів атмосфери фіксованої висоти?
4. Що характеризують індекси *BRN*, *SRH* і *EHI*?

ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

Мета роботи: набуття практичних навиків з розрахунку індексів зсуву вітру, параметрів спіральності шторму та застосування їх для прогнозу конвективних явищ.

Вхідні дані.

Дані радіозондування атмосфери за датами і пунктами зазначеними у завданні 1, таблиця 1.1 (згідно з варіантом).

1. Продовжити реалізацію розрахункового алгоритму розпочатого на попередньому занятті. Алгоритм заносити до третього і четвертого розділу – «Параметри зсуву» і «індекси спіральності шторму» відповідно.

3. На першому листі сформувавши загальну таблицю для вхідних даних з урахуванням кількості всіх величин, необхідних для розрахунку параметрів зазначених у попередніх завданнях.

4. На третьому і четвертому листах сформувавши таблиці аналогічні до тих, що були сформовані у попередньому занятті, але для параметрів зсуву вітру та індексів спіральності шторму відповідно.

5. Оскільки дані радіозондування атмосфери дуже рідко відображають значення швидкості і напрямку вітру на висотах 1 і 6 км, необхідно скористатися методикою інтерполяції. Для розрахунку значення швидкості вітру на цих висотах необхідно скористатися наступною формулою:

$$V_i = \frac{h_i - h_{i-1}}{h_{i+1} - h_{i-1}} \cdot (v_{i+1} - v_{i-1}) + v_{i-1} \quad (2.18)$$

де

h_i і v_i – висота і швидкість вітру на шуканому рівні відповідно;

h_{i+1} і h_{i-1} – висоти рівнів, з даними про вітер, що знаходяться вище і нижче за висоту рівня для якого необхідно визначити швидкість вітру;

V_{i+1} і V_{i-1} – швидкість вітру на висотах h_{i+1} і h_{i-1} .

6. Для розрахунку значень векторів середнього вітру у деякому шарі (для визначення індексу *BRN*) необхідно скористатися наступною формулою:

$$\bar{v}_{0-m} = \frac{1}{2h_m} \sqrt{\left(\sum_{i=2}^m (h_i - h_{i-1})(v_i \cos(\chi_i) + v_{i-1} \cos(\chi_{i-1})) \right)^2 + \left(\sum_{i=2}^m (h_i - h_{i-1})(v_i \sin(\chi_i) + v_{i-1} \sin(\chi_{i-1})) \right)^2}$$

де v і χ – значення швидкості і напрямку вітру на відповідних поверхнях;
 h – висота відповідної поверхні у м.

Звітні матеріали

1. Побудована аерологічна діаграма.
2. Розраховані значення індексів зсуву з кількісною оцінкою отриманих значень.
3. Розраховані значення параметрів спіральності конвективного шторму з кількісною оцінкою отриманих значень.
4. Реалізований у програмі EXCEL розрахунковий алгоритм для розрахунку індексів зсуву та параметрів спіральності конвективного шторму.

ПРАКТИЧНА РОБОТА №3

Заняття:3 Застосування графічних методів прогнозу переміщення і еволюції конвективних штормів

ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ

Вітер і його зсув між поверхнею землі та висотою 6 км впливають на еволюцію і рух конвективних штормів. Для врахування впливу вертикального профілю вітру на ці чинники використовують годографи вітру. Вони дозволяють визначити перелік базових характеристик, які знадобляться для прогнозу переміщення конвективних штормів. До них відносяться:

- локальний зсув вітру у одному шарі повітря;
- середній вектор зсуву вітру;
- загальний зсув вітру;
- вектор середнього вітру (нормального руху шторму);
- право-та лівосторонній рух суперкомірок;
- вітер шторму.

Для визначення напрямку руху шторму, а також його можливої еволюції доцільно використовувати годографи вітру. Годограф – це векторна діаграма (рис. 2.2), яка представляє геометричне місце точок кінця змінного вектору у системі полярних координат (рис. 2.3).

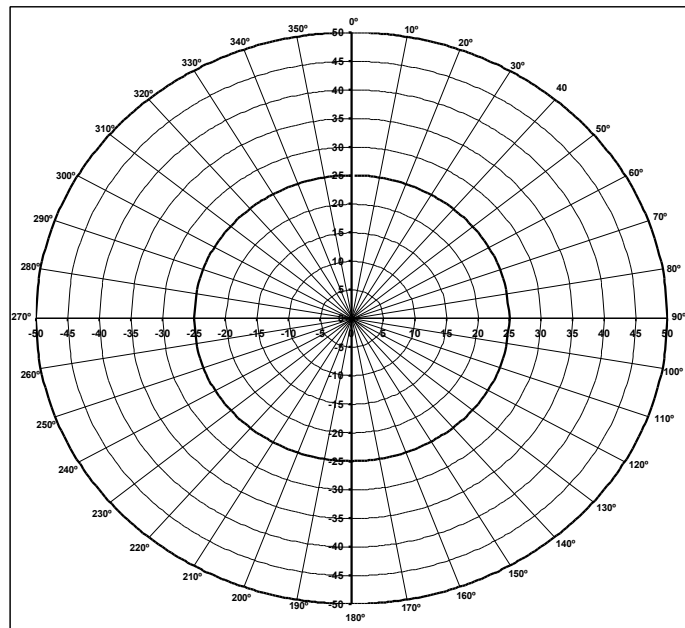


Рисунок 2.2 – Векторна діаграма для побудови годографу

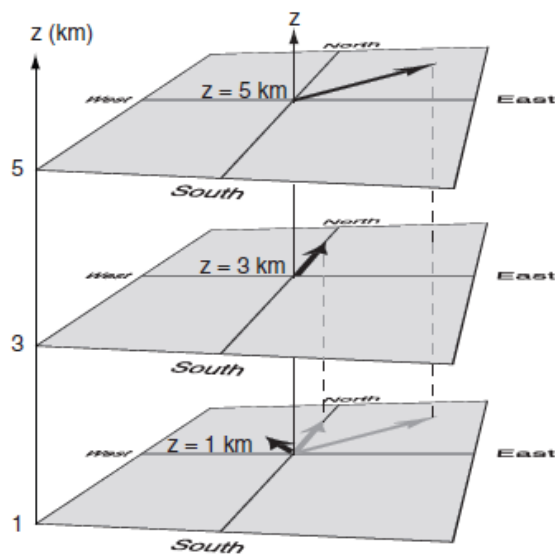


Рисунок 2.3 – Проекція векторів вітру (чорні стрілки) на різних висотах на нижню площину (сірі стрілки)

Тобто годографом радіус-вектору рухомої точки і буде сама траєкторія цієї точки, а годографом швидкості буде деяка лінія.

Для відображення на бланку годографу профілю вітру необхідно нанести на бланк вектори вітру від центру бланку з урахуванням того, що напрям вітру необхідно відобразити протилежний до напрямку метеорологічного вітру (навігаційний вітер). З'єднавши кінці нанесених векторів відрізками можна отримати загальний профіль зсуву вітру у деякому шарі атмосфери як зображено на рисунку 2.4.[1]

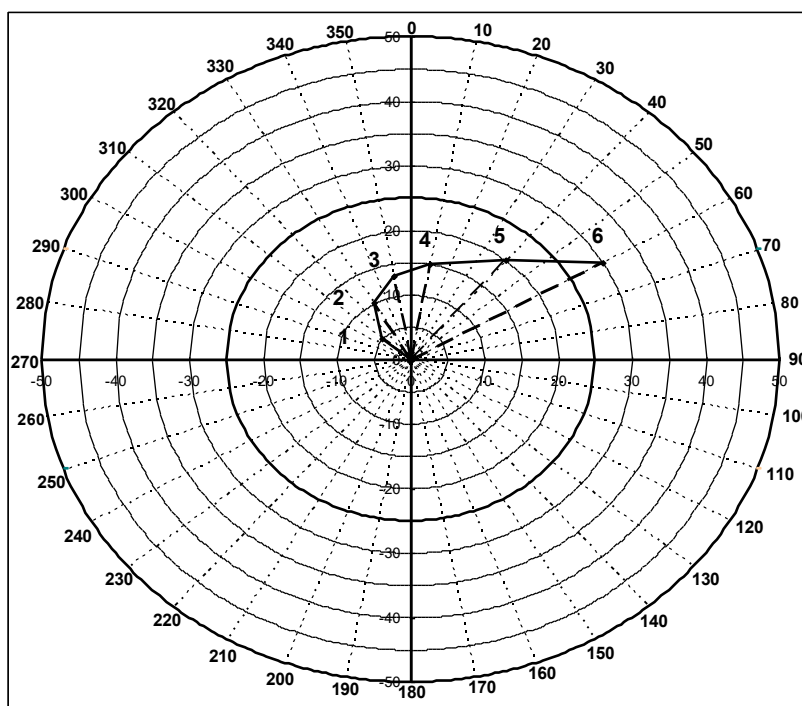


Рисунок 2.4 – Векторна діаграма з нанесеними векторами вітру від землі до висоти 6 км

Для зручності подальших розрахунків пов'язаних з використанням даних годографу під час виконання цієї роботи пропонується наносити вектори вітру через 1 км в шарі від землі до висоти 6 км.

Для визначення швидкості і напрямку вітру на висотах 1, 2, 3, 4, 5 і 6 км, необхідно скористатися методикою інтерполяції. Для розрахунку значення швидкості вітру на цих висотах необхідно скористатися наступною формулою:

$$V_i = \frac{h_i - h_{i-1}}{h_{i+1} - h_{i-1}} \cdot (v_{i+1} - v_{i-1}) + v_{i-1} \quad (2.18)$$

де

h_i і v_i – висота і швидкість вітру на шуканому рівні відповідно;

h_{i+1} і h_{i-1} – висоти рівнів, з даними про вітер, що знаходяться вище і нижче за висоту рівня для якого необхідно визначити швидкість вітру;

v_{i+1} і v_{i-1} – швидкість вітру на висотах h_{i+1} і h_{i-1} .

Для розрахунку значення напрямку вітру на цих висотах необхідно скористатися наступними формулами:

- для випадків, коли різниця між кутами $\leq 180^\circ$

$$\alpha_i = \frac{h_i - h_{i-1}}{h_{i+1} - h_{i-1}} \cdot (\alpha_{i+1} - \alpha_{i-1}) + \alpha_{i-1}; \quad (2.19)$$

- для випадків, коли різниця між кутами $> 180^\circ$

$$\alpha_i = \frac{h_i - h_{i-1}}{h_{i+1} - h_{i-1}} \cdot (\alpha_{i+1} - 360^\circ - \alpha_{i-1}) + \alpha_{i-1}; \quad (2.20)$$

- для випадків, коли $\alpha_{i+1} < \alpha_{i-1}$ та $\alpha_{i-1} - \alpha_{i+1} > 180^\circ$

$$\alpha_i = \frac{h_i - h_{i-1}}{h_{i+1} - h_{i-1}} \cdot (\alpha_{i+1} + 360^\circ - \alpha_{i-1}) + \alpha_{i-1}, \quad (2.21)$$

де

h_i і α_i – висота і напрям вітру на шуканому рівні відповідно;

h_{i+1} і h_{i-1} – висоти рівнів, з даними про вітер, що знаходяться вище і нижче за висоту рівня для якого необхідно визначити швидкість вітру;

α_{i+1} і α_{i-1} – напрям вітру на висотах h_{i+1} і h_{i-1} .

Рух шторму сильно залежить не лише від характеру зсуву вітру у атмосфері, але й від зсуву вітру відносно самої зливової чарунки. Тому прогнозист має враховувати це при прогнозі руху шторму. Незалежно від того, який метод використовується, у одному і тому ж середовищі може виникати багато різних штормових рухів в результаті відмінностей, які зумовлені фазою життєвого циклу шторму, внутрішньою динамікою, глибиною шторму тощо.

Вектор середнього вітру у шарі 0-6 км дає апроксимацію провідного потоку у нижній і середній тропосфері. Шторми, що не являють небезпеки, як правило, будуть рухатися уздовж цього вектору. Шторми, які формуються на фоні інтенсивних штормів, в результаті також прямують у напрямку провідного потоку.

Для визначення вектору середнього вітру необхідно розрахувати значення середньої швидкості і напрямку вітру. Для цього необхідно

скористатися алгоритмом осереднення вітру як векторної величини, який був запропонований та впроваджений американським вченим та фахівцем з питань розробки високоточних парашутних систем авіаскидання вантажів Олегом Якименко в 2009 р. Слід зазначити, що станом на 2016 р. О.О. Якименко є чинним професором Ад'юнктури ВМС США (Naval Postgraduate School), що здійснює підготовку висококваліфікованих військових. Розрахунок значення середньої швидкості і напрямку вітру у деякому шарі, коли інтервали висот між сусідніми рівнями з наявними даними про вітер є однаковими ($h_i - h_{i-1} = \Delta h = const, i = 2, \dots, m$), рівняння можна здійснити використовуючи наступні формули:

$$\bar{v}_{0-m} = \frac{1}{2h_m} \sqrt{\left(\sum_{i=2}^m (h_i - h_{i-1})(v_i \cos(\alpha_i) + v_{i-1} \cos(\alpha_{i-1})) \right)^2 + \left(\sum_{i=2}^m (h_i - h_{i-1})(v_i \sin(\alpha_i) + v_{i-1} \sin(\alpha_{i-1})) \right)^2},$$

$$\bar{\alpha}_{0-m} = \arctan \frac{\sum_{i=2}^m (h_i - h_{i-1})(v_i \sin(\alpha_i) + v_{i-1} \sin(\alpha_{i-1}))}{\sum_{i=2}^m (h_i - h_{i-1})(v_i \cos(\alpha_i) + v_{i-1} \cos(\alpha_{i-1}))}, \quad (2.23)$$

де v_i і α_i – значення швидкості і напрямку вітру на відповідних поверхнях;

h_i – висота відповідної поверхні у м.

Рух шторму також може бути скорегований рухом у напрямку нових висхідних потоків, місцевістю, лініями поділу, внутрішньою динамікою тощо. І завдання прогнозиста полягає у тому, щоб мати на увазі значні розбіжності між різними чарунками одночасно у одній області. Через ці розбіжності мають місце зштовхування та злиття чарунок.

Метод 30R75.

Цей метод може бути використаним для швидкої апроксимації переміщення шторму. Він зазначає, що шторм буде рухатись на 30° праворуч від напрямку середнього вітру у шарі 0-6 км зі швидкістю, що становить 75% швидкості цього середнього вітру. Визначення вектору руху шторму за методом 30R75 графічно відображено на рисунку 2.5.

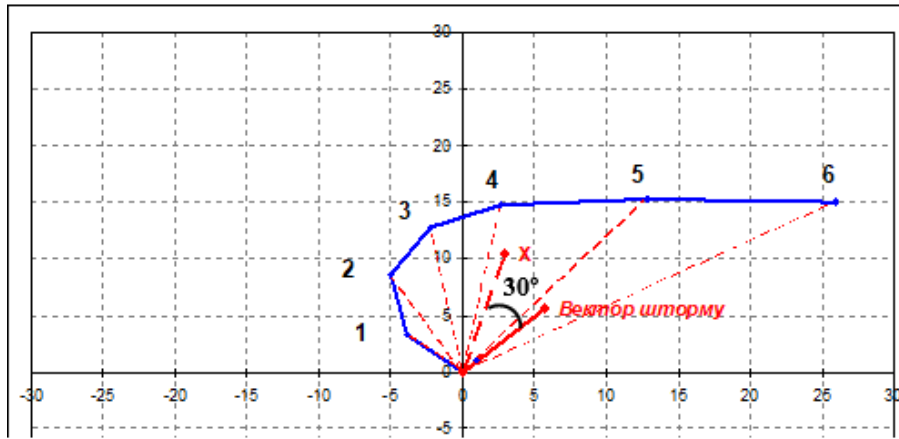


Рисунок 2.5 – Визначення вектору руху шторму за методом 30R75
(OX – вектор середнього вітру в шарі від 0 до 6км)

Метод Davies & Johns

Метод розроблений у 1993 році і застосовується, коли швидкість середнього вітру у шарі 0-6 км менше 15 м/с. Суть цього методу полягає у використанні методу 30R75 у наближенні 20R85. Тобто ними статистично було визначено, що при середній швидкості вітру в шарі від 0 до 6 км меншій за 15 м/с, шторм буде рухатись 20° праворуч від напрямку середнього зі швидкістю, що становить 85% швидкості цього середнього вітру.

Цей метод покращує прогноз переміщення штормів в умовах слабого вітру (наприклад, пізньою весною або влітку). Зазначимо, що цьому методу притаманні той же недолік, що і методу 30R75 стосовно випадків з вираженим правим поворотом вітру.

Визначення вектору руху шторму за методом Девіса і Джонса за умов, що швидкість середнього вітру у штормі є меншою за 15 м/с графічно відображено на рисунку 2.6.

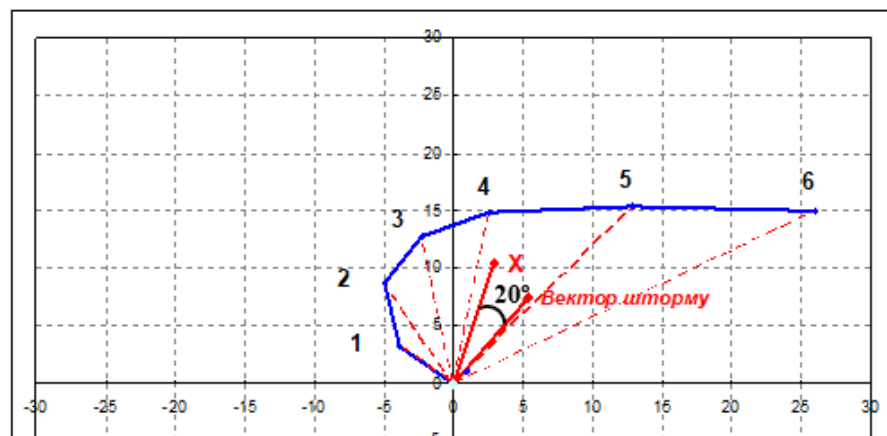


Рисунок 2.6 – Визначення вектору руху шторму за методом Davies & Johns 20R85 (OX – вектор середнього вітру в шарі від 0 до 6км)

Метод Rasmussen&Blanchard

Цей метод був розроблений у 1998 р. і інколи позначається аббревіатурою *RB98*. Прогнозування за цим методом є досить простим і полягає у використанні вектору середнього вітру у шарі 0-4 км. На векторі середнього вітру від початку координат визначається точка X , відстань до якої становить 60% довжини вектору середнього вітру в шарі від 0 до 4 км (вектор S_1). Далі від цієї точки на векторі проводиться перпендикуляр у протилежний до годографу бік. На цьому перпендикулярі відкладається вектор S_2 , початок якого знаходиться у точці X , а його довжина становить 8,6 м/с. Вектор, що з'єднує початок координат та кінець вектору S_2 , і буде вектором переміщення шторму. Цей метод є інваріантом Галілея і може використовуватися для будь-яких профілів вітру.

Визначення вектору руху шторму за методом Расмуссена і Бланшарда графічно відображено на рисунку 2.7.

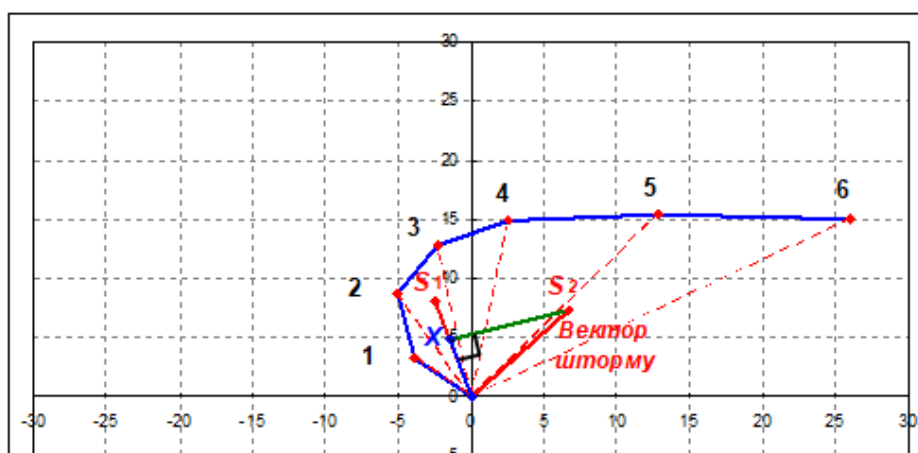


Рисунок 2.7 – Визначення вектору руху шторму за методом Rasmussen & Blanchard (OS_1 – вектор середнього вітру в шарі від 0 до 4км)

Метод внутрішньої динаміки Бункерса (метод ID Bunkers)

Метод Бункерса вирішує проблеми, які виникали у багатьох попередніх методах, що розраховували переміщення шторму відносно поверхні землі. Він схожий на гнучкий метод *Rasmussen&Blanchard*, але був розроблений за результатами аналізу більшої кількості годографів (45 проти 290) суперкомірок та використовує середній вектор вітру, що визначаються векторами зсуву, в той час коли *RB98* використовує лише вектор зсуву та величину його відхилення.

На першому етапі вектор середнього вітру розраховується для шару 0-6 км. Ця точка приймається за кінець вектору середнього вітру (V_{MW}).

На другому етапі визначають середній вітер для двох прошарків 0-0,5 км та 5,5-6,0 км. З'єднуючи кінці цих двох векторів отримують вектор зсуву $B-B'$, що відіграє роль базової лінії.

На третьому етапі прокреслюють перпендикуляр $P-P'$ через лінію $B-B'$, таким чином, щоб він пройшов через кінець вектору середнього вітру (V_{MW}). Вздовж цього перпендикуляру ($P-P'$) ліворуч та праворуч у масштабі бланку відкладають відрізки у 7,5 м/с, які позначатимуть потенційні лівий (V_{LM}) та правий (V_{RM}) напрямки руху шторму.

Визначення вектору руху шторму за методом Бункерса графічно відображено на рисунку 2.8.

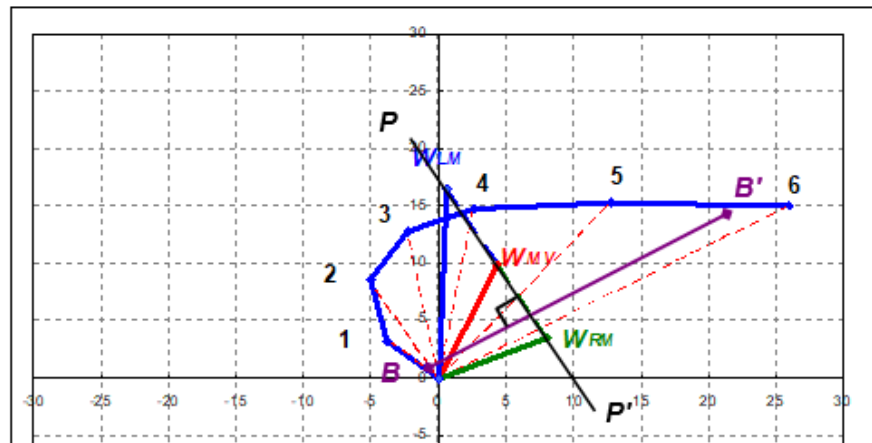


Рисунок 2.8 – Визначення вектору руху шторму за методом *ID Bunkers* (V_{MW} – вектор середнього вітру в шарі від 0 до 6км).

Контрольні питання:

1. Перелічить базові характеристики, необхідні для прогнозу переміщення конвективних штормів.
2. Що таке і для чого потрібний годограф?
3. Як на бланк годографу правильно наноситься профіль вітру?
4. Як розрахувати середню швидкість і напрям вітру у визначеному шарі?
5. Опишіть методики визначення напрямку і швидкості руху конвективного шторму за трьома способами.

ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

Мета роботи: формування у курсантів практичних навиків з обробки і нанесення даних вітрового зондування атмосфери на бланк векторної діаграми, і використання їх для визначення напрямку і швидкості руху конвективного шторму.

Вхідні дані. Додаток 1.

Рекомендації по виконанню завдання:

1. Визначити напрям і швидкість руху шторму за одним з двох методів (30R75 або 20R85). Для цього необхідно:

- використовуючи вхідні дані розрахувати значення середнього вітру в шарі від 0 до 6 км за формулами 2.23;
- нанести на бланк векторної діаграми вектор середнього вітру в цьому шарі;
- відкласти вектор руху шторму дотримуючись правила, що він відхиляється на 20° вправо довжиною 0,85 від довжини вектору середнього вітру, якщо швидкість середнього вітру < 15 м/с, або 30° вправо довжиною 0,75 від довжини вектору середнього вітру, якщо швидкість середнього вітру ≥ 15 м/с.

2. Визначити напрям і швидкість руху шторму за методом *RB98*. Для цього необхідно:

- використовуючи вхідні дані розрахувати значення середнього вітру в шарі від 0 до 4 км за формулами 2.23;
- нанести на бланк векторної діаграми вектор середнього вітру OS_1 в цьому шарі;
- на векторі середнього вітру відкласти точку X від центру системи координат на відстані 0,6 від довжини цього вектору;
- від точки X відкласти вправо відрізок XS_2 довжиною 8,6 м/с перпендикулярно до вектору середнього вітру;
- з'єднати кінець цього відрізка з центром координат (вектор руху шторму OX_2);
- визначити напрям і швидкість руху шторму (вектору OX_2).

3. Визначити напрям і швидкість руху шторму за методом Бункерса. Для цього необхідно:

- використовуючи вхідні дані розрахувати значення середнього вітру в шарі від 0 до 6 км за формулами 2.23;
- нанести на бланк векторної діаграми вектор середнього вітру в цьому шарі (вектор OW_{MV});
- розрахувати значення середнього вітру для двох прошарків 0-0,5 км та 5,5-6,0 км.

- з'єднати кінці векторів середнього вітру для цих двох прошарків відрізком BB' ;
 - від точки W_{MV} провести відрізки довжиною 7,5 м/с вправо $W_{MV}W_{RM}$ і вліво $W_{MV}W_{LM}$ перпендикулярно до відрізка BB' ;
 - з'єднати точки W_{MV} і W_{LM} з центром координат.
- Отримані вектори OW_{RM} і OW_{LM} відображатимуть вектори руху шторму за умов правого і лівого повороту годографу відповідно.
4. Сформулювати загальний прогноз траєкторії руху конвективного шторму.

Звітні матеріали

1. Нанесений на бланки векторної діаграми годограф вітру.
2. Розраховані значення середнього вітру в шарах $0 \div 4$ км та $0 \div 6$ км.
3. Відображені на бланку векторної діаграми вектори руху шторму за різними способами.
4. Загальний прогноз траєкторії руху конвективного шторму.

ПРАКТИЧНА РОБОТА №4

Заняття:4 Прогноз шквалів

ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ

Шквал - це короткочасне посилення (на 8 м/с і більше) швидкості вітру до значень, які набагато перевищують швидкість градієнтного вітру з тривалістю не менше 1 хвилини.

Внутрішньомасові шквали зазвичай мають помірну або слабку інтенсивність і спостерігаються з травня по серпень у другу половину дня. Вони пов'язані з купчасто-дощовою хмарністю у теплій, нестійкій повітряній масі. Сприятливими синоптичними умовами для виникнення внутрішньомасового шквалу є:

- малоградієнтні баричні поля;
- передня частина циклону;
- теплий сектор циклону (рідше).

Інколи шквалисті посилення вітру можуть спостерігатися у тилувій частині циклону, проте таке явище виявляється у виді додаткового посилення вітру при проходженні конвективних хмар і випадінні злив.

Такі шквали зміщуються разом з конвективною хмарою і охоплюють площу, як мінімум, співставну з нею за розмірами. Іноді цей вид шквалів

виникає уздовж ліній нестійкості, які спостерігаються у денні години і не простежуються на картах баричної топографії.

Фронтальні шквали є найбільш небезпечними і за синоптичними умовами утворення поділяються на 4 типи.

I тип шквалів зумовлюється малорухомих холодним фронтом з хвилями, вираженим у полі температури (контраст температур біля поверхні землі 10°C і вище, на картах ОТ-500/1000 12 дам/500 км, на АТ850 – $7^{\circ}\text{C}/500$ км, на АТ700, АТ500 – $5^{\circ}\text{C}/500$ км) і має розташування уздовж потоків у середній тропосфері (рис. 2,8).

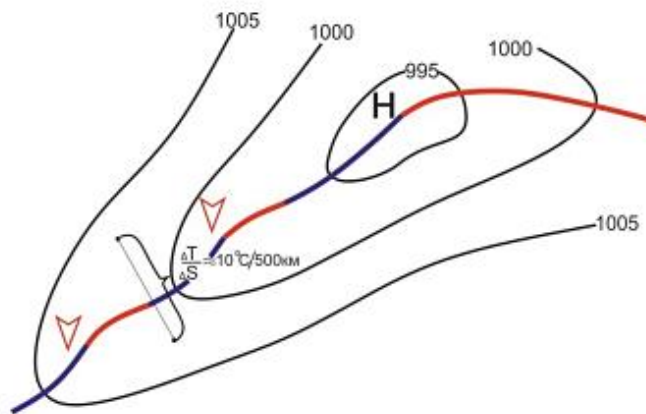


Рисунок 2.8 – Типова синоптична обстановка, характерна для фронтальних шквалів I типу

Шквали цього типу виникають поблизу вершин хвильових збурень переважно у теплом повітрі у денні години (82% випадків). Швидкість вітру біля поверхні землі становить 20-30 м/с (68% випадків) і більше (32% випадків).

До сприятливих метеорологічних умов виникнення шквалів *I типу* відносяться:

- нестійка стратифікація атмосфери;
- наявність зливи, грози, граду.

II тип фронтального шквалу спостерігається на холодному фронті, який швидко переміщується і має контрасти температур біля поверхні землі понад 10°C і $7-10^{\circ}\text{C}$ на поверхні АТ-850 (рис. 2.9). Шквали цього типу 106 спостерігаються досить часто, проте сильними бувають рідко (лише близько 7,5% випадків).

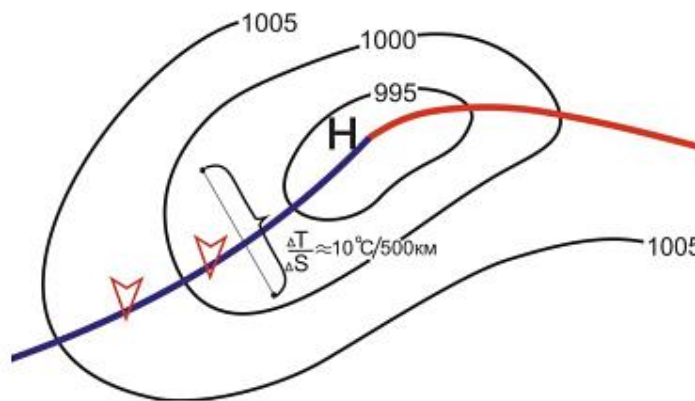


Рисунок 2.9 – Типова синоптична обстановка, характерна для фронтальних шквалів II типу

До сприятливих метеорологічних умов виникнення шквалів II типу відносяться:

- нестійка стратифікація атмосфери;
- контрасти температур біля поверхні землі $\geq 10^{\circ}\text{C}$ у зоні атмосферного фронту;
- швидкість переміщення атмосферного фронту ≥ 30 км/год;
- наявність інтенсивних впорядкованих вертикальних рухів повітря в зоні атмосферного фронту при циклонічній кривизні ізобар;
- високий вологовміст повітря.

Другий і третій фактори створюють сприятливі умови для тривалого тригерінгу, що зумовлює виникнення і тривале існування потужної системи конвективних хмар.

Шквали цього типу утворюються у теплу половину року (з квітня по вересень), головним чином у другій половині дня, а за умови високого вологовмісту у теплому повітрі можуть спостерігатися і у вечірні години.

III тип фронтальних шквалів спостерігається поблизу точки оклюзії (рис. 2.10). Цей тип шквалів може спостерігатися як при наявності циклона біля точки оклюзії, так і при його відсутності.

Як свідчать статистичні дані, ці шквали є більш рідким явищем, ніж шквали I типу (лише 12,5% випадків). Швидкість вітру біля поверхні землі сягає 20-30 м/с (75% випадків), а в 25% випадків перевищує 30 м/с.

До сприятливих метеорологічних умов утворення шквалів III типу відносяться:

- контрасти температур біля поверхні землі $\geq 10^{\circ}\text{C}$ у зоні атмосферного фронту, які дещо зменшуються з висотою;
- від'ємні значення баричних тенденцій поблизу точки оклюзії ($< 2,5$ гПа/3 год).

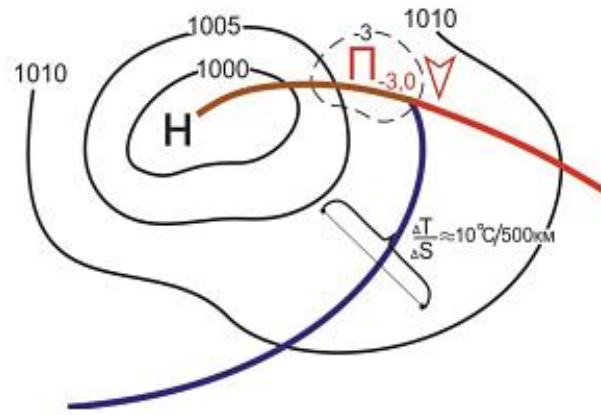


Рисунок 2.10 – Типова синоптична обстановка, характерна для фронтальних шквалів III типу

IV тип фронтальних шквалів спостерігається у тилкових частинах циклонів у нестійко стратифікованій повітряній масі при проходженні вторинних атмосферних фронтів (рис. 2.11).

В утворенні шквалів даного типу крім конвекції велику роль відіграють баричні градієнти, які у випадках утворення шквалу сягають значень 2-4 гПа/100 км.

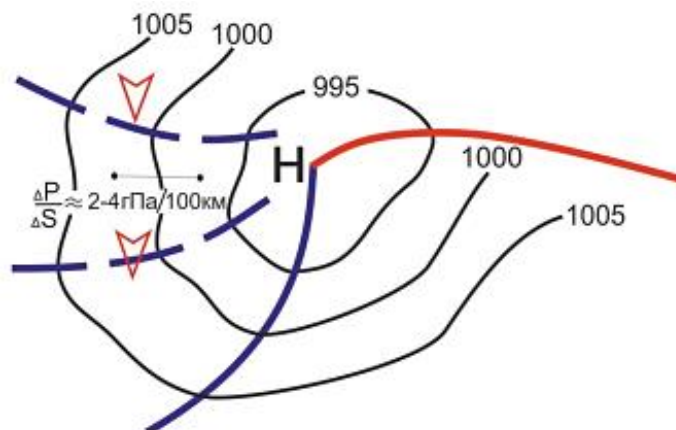


Рисунок 2.11 – Типова синоптична обстановка, характерна для фронтальних шквалів IV типу

Шквали даного типу становлять 12% від загальної кількості шквалів. Швидкість вітру біля поверхні землі при цьому типі шквалів є невеликою і складає 20-25 м/с, лише в окремих випадках сягає 30 м/с. Шквали даного типу спостерігаються в будь-яку пору року, як правило у другій половині дня на момент максимального розвитку конвекції.[1]

Контрольні питання:

1. Надайте визначення поняттю «шквал».
2. Які синоптичні ситуації сприяють утворенню внутрішньомасових шквалів?
3. Охарактеризуйте I тип синоптичних умов сприятливих для утворення фронтальних шквалів.
4. Охарактеризуйте II тип синоптичних умов сприятливих для утворення фронтальних шквалів.
5. Охарактеризуйте III тип синоптичних умов сприятливих для утворення фронтальних шквалів.
6. Охарактеризуйте IV тип синоптичних умов сприятливих для утворення фронтальних шквалів.

ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

Мета роботи: набуття практичних навиків з аналізу умов виникнення шквалів по картах погоди і їх прогнозі при метеорологічному забезпеченні авіації.

Вхідні дані.

Дані радіозондування атмосфери за датами і пунктами зазначеними у завданні 1, таблиця 1.1 (згідно з варіантом).

Прогноз шквалу за способом Г.Д. Решетова

Рекомендації по виконанню завдання

1. Визначити синоптичну ситуацію, яка обумовлює погоду на день по пункту прогнозу і оцінити синоптичні та метеорологічні умови сприятливі для виникнення шквалу.

Сприятливими синоптичними умовами є:

- вершини хвильових обурень на поволі рухомих холодних фронтах;
- зони холодних фронтів, які зміщуються із швидкістю $30 \div 40$ км/год. і більше;
- баричні улоговини в зоні «лінії нестійкості» або «лінії шквалів» – в тиловій частині циклонів;
- фронт оклюзії при зміщенні із швидкістю $200 \div 30$ км/год. і менше;
- внутрішньомасові шквали виникають в малоградієнтних областях підвищеного і зниженого тиску;

– на південній, південно-західній та західній периферії обширних малорухливих антициклонів при значній нестійкості теплої і вологої повітряної маси.

2. У випадку сприятливої синоптичної ситуації для утворення шквалу, спрогнозувати дане явище. Прогноз шквалу за способом Г.Д. Решетова розробити з використанням даних аерологічної діаграми по пункту прогнозу.

3. На аерологічній діаграмі визначити нульову температуру змоченого термометра $T_{зм}$. Для цього необхідно на бланку аерологічної діаграми відмітити на точках перетину нульової ізотерми з кривими стратифікації і точки роси (точка A і B , рис. 2.12). В середині відрізка AB відмітити точку B_1 , і від неї слід опуститися уздовж вологої адіабати до рівня p_0 . Ізотерма, яка проходить через точку перетину рівня p_0 з вологою адіабатою, відповідає $T_{зм}$.

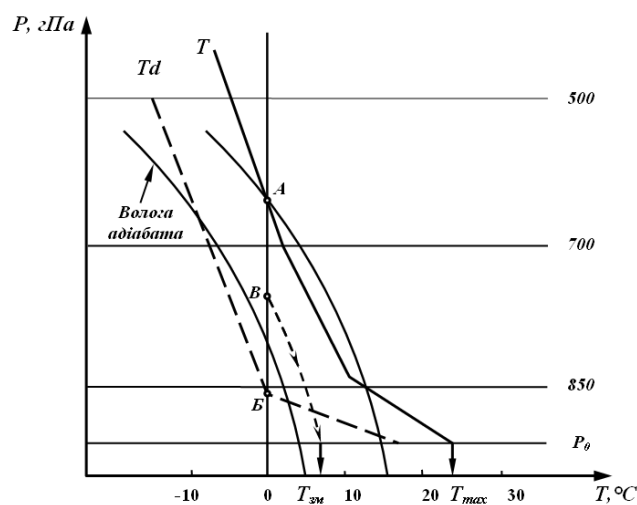


Рисунок 2.12 – Графік визначення $T_{зм}$.

4. Визначити максимальну температуру повітря на день $T_{макс}$ і обчислити різницю між максимальною температурою перед дощем ($T_{макс}$) і $T_{зм}$:

$$\Delta T_3^0 = T_{макс} - T_{зм}.$$

5. Знайти різницю між $T_{макс}$ і T_{500} : $\Delta T_{3 макс}^{500} = T_{макс} - T_{500}$.

6. На аерологічній діаграмі по своєму пункту побудувати прогностичну криву стану на день з урахуванням товщини $KHШ$, визначивши середній рівень конденсації $\bar{H}_{конд}$ і конвекції $\bar{H}_{конв}$.

7. Визначити суму відхилень температури на прогностичній кривій стану на день від температури на кривій стратифікації на рівнях 850, 700, 600 і 500 гПа за формулою:

$$\sum_{850}^{500} (T' - T) = (T' - T)_{850} + (T' - T)_{700} + (T' - T)_{600} + (T' - T)_{500}. \quad (2.24)$$

8. Знайти середню швидкість вітру в шарі від землі до поверхні 500 гПа U_3^{500} за формулою:

$$U_3^{500} = \frac{U_3 + U_{850} + U_{700} + U_{500}}{4}. \quad (2.25)$$

9. По графіку на рис. 2.13, знаючи $\Delta T_{3 \max}^{500}$ і $\sum_{850}^{500} (T' - T)$, прогнозуємо наявність, або відсутність шквалу. Якщо точка потрапляє до області «Шквал», то слід чекати його виникнення.

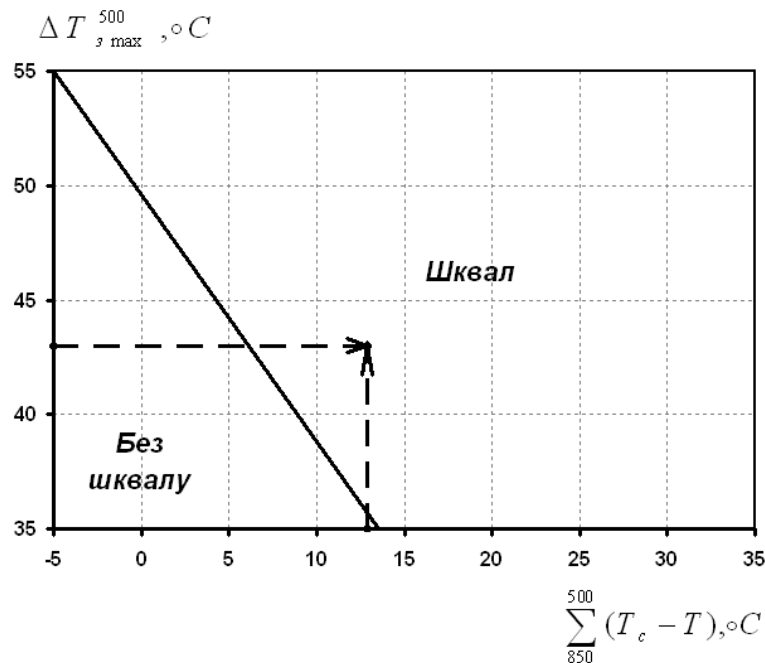


Рисунок. 2.13 – Графік для оцінки можливості виникнення шквалу за способом Решетова

10. Якщо очікується «Шквал», то, знаючи ΔT_3^0 і U_3^{500} , по графіку на рис. 2.14 визначити максимальну швидкість вітру у шквалі u_{max} .

11. Сформулювати прогностичний висновок.

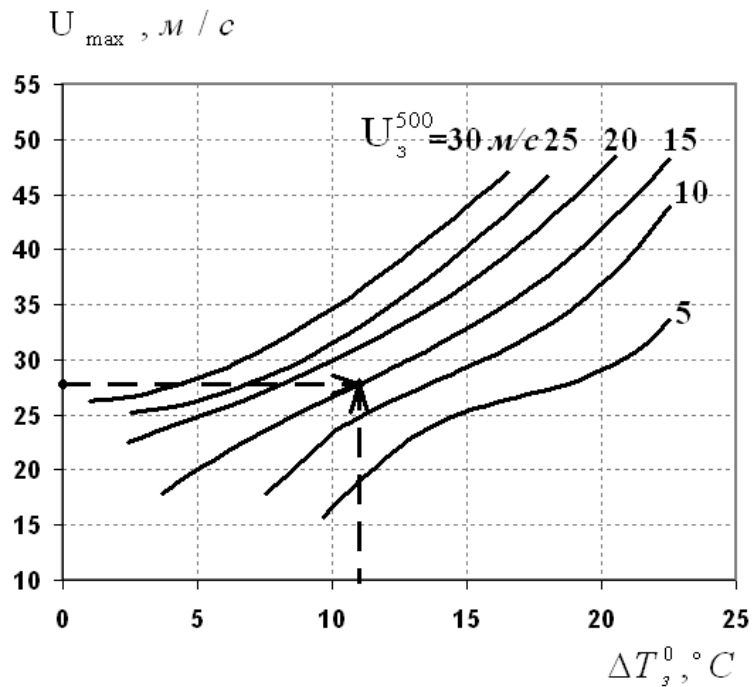


Рисунок 2.14 – Графік для визначення u_{\max} за способом Г.Д. Решетова

Звітні матеріали

1. Розрахунки і формулювання прогнозу.

Приклад:

Розробити прогноз шквалу за способом Г.Д. Решетова в пункті Київ на день 25.05.15 р.

1. На день 25 травня 2015 року погода обумовлюється баричною сідловиною. Ця синоптична ситуація сприяє виникненню шквалу.

2. По аерологічній діаграмі визначаємо нульову температуру змоченого термометра $T_{\text{зм}} = 13,5 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_{\text{макс}} = 29,4 \text{ }^\circ\text{C}$ (за способом Н.В. Бельського), отже $\Delta T_3^0 = 29,4 - 13,5 = 15,9 \text{ }^\circ\text{C}$.

$$3. \Delta T_{\text{макс}}^{500} = T_{\text{макс}} - T_{500} = 29,4 - (-12,7) = 42,1 \text{ }^\circ\text{C}.$$

$$4. \bar{H}_{\text{конд}}^{500} = 1900 \text{ м}, \bar{H}_{\text{конв}} = 11300 \text{ м}.$$

$$5. \sum_{850} (T' - T) = (T' - T)_{850} + (T' - T)_{700} + (T' - T)_{600} + (T' - T)_{500} = -1,0 + 3 + 3 + 3 = 8,0 \text{ }^\circ\text{C}$$

$$6. U_3^{500} = U_3 + U_{850} + U_{700} + U_{500} / 4. = 4,25 \text{ м/с}.$$

7. По графіку на рис. 2.13 визначаємо, що точка потрапляє в область «Шквал», отже, слід чекати його виникнення.

8. По графіку на рис. 2.14 визначаємо максимальну швидкість вітру у шквалі $u_{\max} = 26 \text{ м/с}$.

9. Прогностичний висновок: шквал, пориви до $25 \div 30$ м/с.

Прогноз внутрішньомасового шквалу за способом Фобуша-Міллера.

Рекомендації по виконанню завдання:

1. Визначити температуру повітря біля поверхні землі перед випаданням опадів T_3 (найчастіше $T_3 = T_{\max}$) і обчислити різницю між температурою перед дощем (T_3) і T_{3M} : $\Delta T_3^0 = T_{\max} - T_{3M}$.

2. По графіку на рис. 2.15, знаючи ΔT_3^0 визначити максимальну швидкість у шквалі u_{\max} .

3. Для розрахунку u_{\max} можна також скористатися формулою:

$$u_{\max} = -1,3(\Delta T_3^0)^2 + 4,3\Delta T_3^0 - 0,06. \quad (2.26)$$

4. Сформулювати прогностичний висновок.

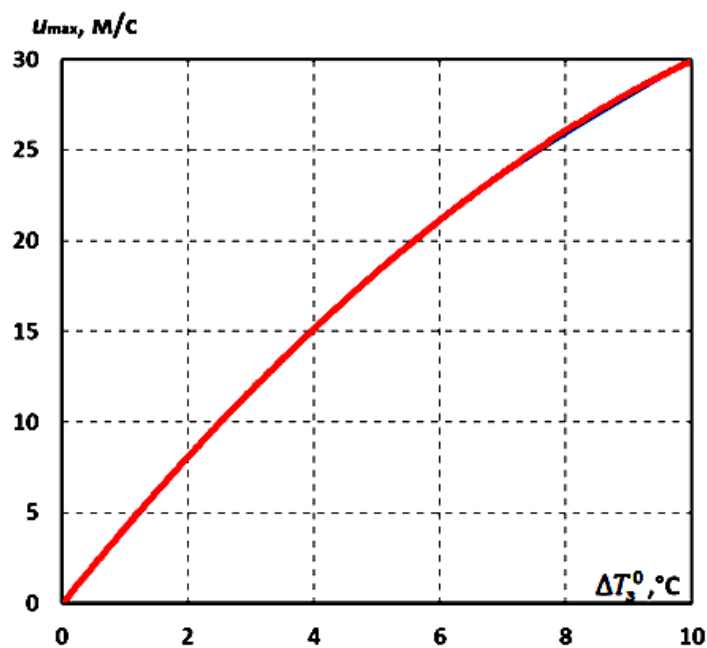


Рисунок 2.15 – Графік для прогнозу внутрішньомасового шквалу за способом Фобуша-Міллера

Звітні матеріали

1. Розрахунки і формулювання прогнозу.

Приклад:

Розробити прогноз шквалу за способом Фобуша-Міллера в пункті Київ на день 25.15.05 р.

1. $\Delta T^0_3 = T_{\max} - T_{\text{зм}} = 29,4 - 13,5 = 15,9^\circ\text{C}$.

2. По графіку на рис. 2.15, знаючи ΔT^0_3 визначаємо максимальну швидкість при шквалі $u_{\max} > 25$ м/с.

3. За формулою 2.26. $u_{\max} = 45$ м/с.

4. Прогностичний висновок: шквал, пориви до $25 \div 30$ м/с.

Прогноз фронтального шквалу за способом Пескова-Снітковського

Рекомендації щодо виконання завдання:

1. Метод використовувати у випадку наявності сильної нестійкості у тропосфері. Спосіб Пескова-Снітковського використовується для прогнозу сильних (більше 21 м/с) шквалів. Для розробки прогнозу шквалу визначаються метеорологічні параметри на аерологічній діаграмі.

2. На аерологічній діаграмі по своєму пункту побудувати прогностичну криву стану на день з урахуванням товщини КНШ, визначивши середній рівень конденсації $\bar{H}_{\text{конд}}$ і конвекції $\bar{H}_{\text{конв}}$ і середню потужність конвективних хмар $\Delta H_{\text{к.х.}} = \bar{H}_{\text{конд}} - \bar{H}_{\text{конв}}$ (гПа).

3. Обчислити суму швидкостей вітру $\sum_0^{500} u$ на чотирьох рівнях: земля, 850, 700 і 500 гПа.

4. По графіку на рис. 2.16 а, знаючи $\Delta H_{\text{к.х.}}$ і $\sum_0^{500} u$ визначити можливість виникнення шквалу. Якщо точка потрапляє в область «Шквал», то слід чекати його виникнення. У випадку, якщо шквал не очікується, подальші розрахунки не проводяться.

5. Якщо очікується шквал, по графіку на рис. (2.16б) визначається максимальна швидкість вітру при шквалі u_{\max} .

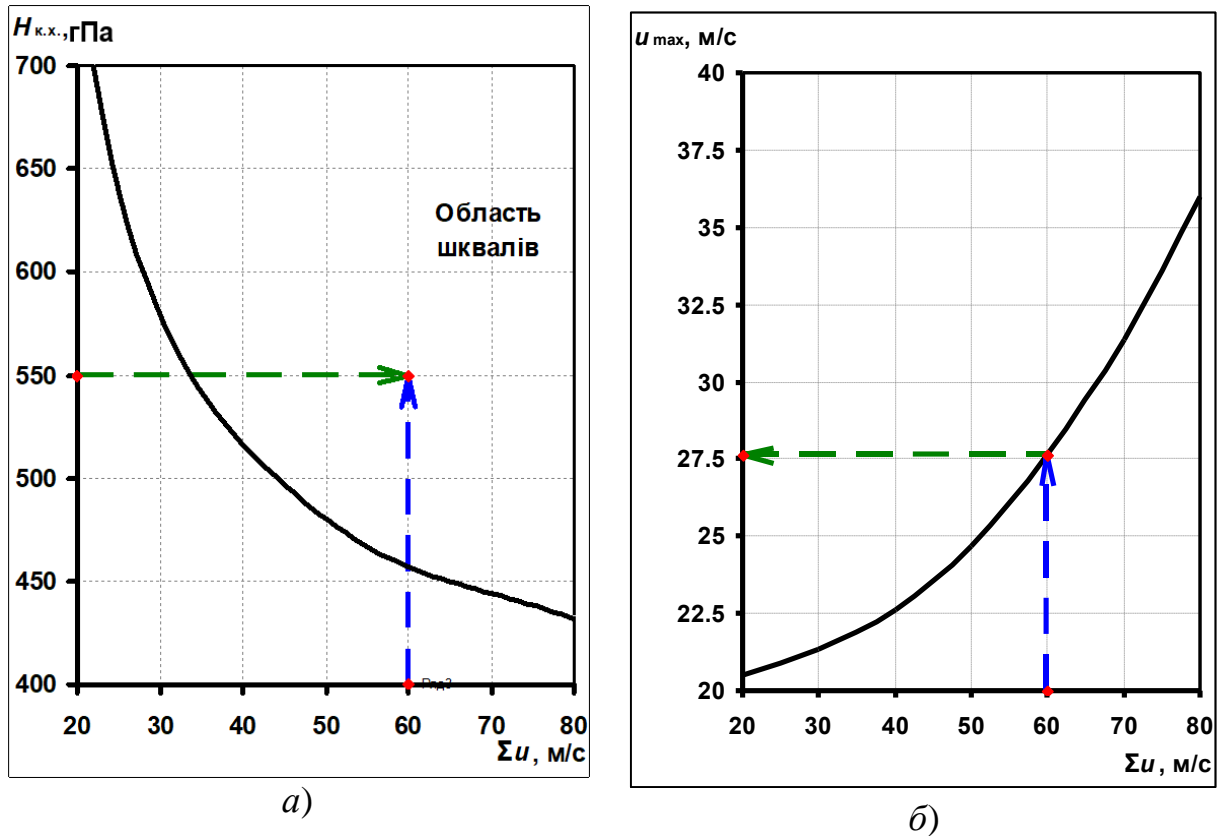


Рисунок 2.16 Графіки для прогнозу шквалів (а) і максимальної швидкості вітру (б) за методом Пескова - Снитковського

6. Сформулювати прогностичний висновок.

7. Уточнити максимальну швидкість при шквалі u_{max} по табл 2.14, де Δh – вертикальна протяжність хмарного шару (гПа), який знаходиться між рівнем конденсації і ізотермою -10°C .

Таблиця 2.14 – Залежність максимальної швидкості вітру u_{max} від товщини хмарного шару Δh

Δh , гПа	440	420	380	340	300
u_{max} , м/с	20	25	30	35	40

Якщо очікувана по графіку величина u_{max} не відповідає величині u_{max} , визначеній по таблиці 2.14 то слід прогнозувати менше з двох набутих значень максимальної швидкості вітру.

Звітні матеріали

1. Розрахунки і формулювання прогнозу.

Приклад:

Розробити прогноз внутрішньомасового шквалу за способом Пескова - Снитковського в пункті Київ на 25.05.15 р.

1. $\Delta H_{к.х.} = \bar{H}_{конд} - \bar{H}_{конв} = 800 - 220 = 580$ гПа.

2. $\sum_0^{500} u = 17$ м/с.

3. По графіку на рис. 2.16а точка потрапляє в область «Без шквалу». Отже, подальші розрахунки не проводяться.

4. Прогностичний висновок: без сильного (більше 21 м/с) шквалу.

ПРАКТИЧНА РОБОТА №5

Заняття:5 Прогноз граду

ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ

Явище випадіння на землю кристалів льоду під час інтенсивної грози, що мають неправильну кулькоподібну форму діаметром більше 5 мм, називається *градом*.

Більшість градин має діаметр від 0,5 до 1,5 см, причому близько 25% з них більше 1,5 см. Досить рідко град називають гігантським (великим), якщо діаметр градин становить від 1,9 до 5 см. Градини діаметром ≥ 5 см називаються величезним градом.

У процесі утворення граду можна виділити 2 послідовних стадії: стадію зародження та росту.

Стадія зародження

В області середнього рівня грозової хмари, у діапазоні температур від 0 до -40°C , існують умови для підтримання багатьох форм води: льодяних кристалів, переохолодженої води, агрегатів льодяних кристалів, гранул, крапель дощу, льодяної крупи тощо. Усі ці частинки є «кандидатами» на перетворення у ембріон градини, головними ж «кандидатами» є кристали і гранули льоду (діаметром <5 мм).

Наявність потужного висхідного потоку генерує великі маси переохолодженої води у зоні, розташованій між 0° та -40°C ізотермами. Коли крапля води зіштовхується з будь-якою з вищезазначених форм льоду, вона негайно замерзає. Це зумовлює появу несферичної частинки – граупелю (graupel).

На етапі утворення ембріон настільки малий, що може легко переноситися всередину ковадла і за межі грозової хмари, оскільки типові швидкості висхідних потоків знаходяться у межах від 10 до 50 м/с.

Переважна більшість з цих потенціальних ембріонів покидають межі грозової хмари саме так і, відповідно, не можуть вирости до розміру градини. Менша частина ембріонів, які ініціюють зростання граду, формуються у місцях, звідки вони вже не викидаються штормом. Це такі місця як:

- 1) поза межами головного висхідного потоку збоку потужно-купчастої хмари чи в інших менш інтенсивних висхідних потоках, які називаються комірками, що підживлюють конвекцію;
- 2) у вихорі збоку головного висхідного потоку;
- 3) в частині основного висхідного потоку, який нахилиється у верхній частині;
- 4) на ранніх етапах еволюції грози, коли головний висхідний потік ще слабкий.

Незалежно від того, як формуються ембріони, вважається, що вони потім змістяться або потраплять у головний висхідний потік ще раз.

Стадія росту

Зародок граду є великою замороженою частинкою дощової краплі або граупелем, які досить важкі і падають з іншою швидкістю, ніж краплі у оточуючому їх хмарному просторі. Вони служать ядром градини. Що може вплинути на його зростання?

Разом з усіма звичними (неградовими) опадами, такий ембріон піднімається висхідним потоком як зростаюча хмарна крапля чи льодяний кристал і зрештою стає досить великим через процеси коагуляції з великими переохолодженими краплями, які тепліші, ніж -25°C , що спричиняє його падіння вниз.

За допомогою експериментальних даних встановлено, що в купчасто-дощовій хмарі спостерігається наростання вертикальної складової швидкості повітряного потоку з висотою і ця швидкість сягає свого максимуму приблизно в середній частині хмари.

Такий розподіл швидкості висхідного потоку в конвективній хмарі створює умови для утворення зони, в якій спостерігається накопичення великих (твердих і рідких) крапельних часток. Ця зона називається зоною акумуляції. Розташовується вона над рівнем, де швидкість конвективного потоку сягає максимального значення.

Градини ростуть в зоні акумуляції лише у тому випадку, коли ця зона розташовується вище висоти розташування ізотерми 0°C . Ріст градин залежить від температури навколишнього повітря і вності хмари в зоні акумуляції.

Під час цього другого потрапляння у висхідний потік градина зростає. Навіть якщо спочатку зародок піднімається у висхідному потоці, оточуючі його менші переохоложені краплі зростають швидше (через те, що

швидкість їх падіння є меншою) і зіштовхуються з ембрионом. При максимальній швидкості висхідного потоку $w_{\max} > 10$ м/с, він може підтримувати градини радіусом $R = 0,5$ см. Через це рясні переохоложені краплі хмари формують градини на висотах, де температура повітря знаходиться у межах діапазону від -10° до -30°C . Найбільше зростання відбувається доти, доки градини «плавають» у висхідному потоці, і дрейфують відносно нього по горизонталі, де температура знаходиться у межах діапазону від -15 до -20° С. Градини, які утворюються у області склепіння висхідного потоку суперкомірки, стають настільки важкими, що більшість з них падає безпосередньо поруч з ним (рис. 2.17).

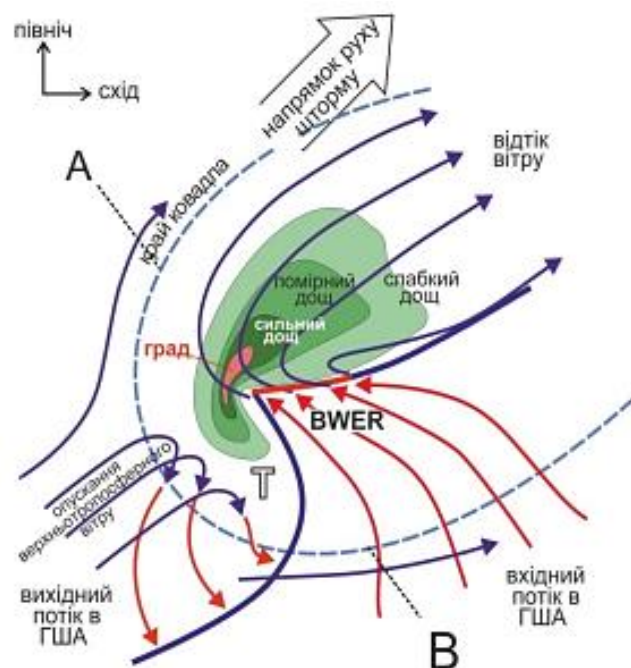


Рисунок 2.17 – Схема класичної суперкомірки.

Найбільший град зазвичай спостерігається на північ від мезоциклону суперкомірки. Низхідний потік у тилової частині також може бути областю випадіння граду.

У зоні висхідного потоку може спостерігатися відносно низький вміст води, переохоложені краплі хмари можуть замерзати майже миттєво, коли вони зіштовхуються з градинами, захопленими повітрям у простір між замороженими краплями. Це призводить до появи пористого, крихкого, білого шару навколо градини.

Гігантський град може мати більше чотирьох шарів. Коли град виростає і стає важчим, його швидкість збільшується і врешті перевершує швидкість

висхідного потоку у грозовій хмарі. В з цієї точки він починає падати, все ще зростаючи на шляху вниз через зіткнення з переохолодженими хмарними краплями. Після того, як він потрапляє у тепліше повітря на нижніх рівнях, він починає танути. Майже все сильні грози мають невеликі градини, але більшість з них розтають у великі дощові краплі, перш ніж досягти поверхні землі.

Загалом, режим росту градин залежно від водності хмари в зоні акумуляції може бути вологим або сухим. Найнебезпечніше зростання градин відбувається у вологому режимі, коли певна кількість води не встигає повністю замерзати на градині, яка, внаслідок цього, набуває губчастої будови. У сухому режимі замерзання утворюються переважно снігова крупа і сніг.

Лише більші градини (з більшою замороженою масою і більшими швидкостями падіння через тепле повітря) досягають землі у вигляді граду з діаметром більше 5 мм.

Якщо підсумувати викладене вище, можна сформулювати чотири головні умови для утворення граду:

- 1) наявність інтенсивного висхідного потоку;
- 2) великі зони переохолодженої води у висхідному потоці;
- 3) тривале перебування ембріонів граду у висхідному потоці;
- 4) повільне танення граду при його падінні.[1]

Контрольні питання:

1. Надайте визначення поняттю «град».
2. Опишіть послідовні стадії процесу утворення градин.
3. Назвіть чотири головні умови для утворення граду

ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

Мета роботи: набуття практичних навиків з прогнозу зливових опадів, гроз і граду за різними способами для підвищення безпеки польотів під час метеорологічного забезпечення авіації.

Вхідні дані.

Дані радіозондування атмосфери за датами і пунктами зазначеними у завданні 1, таблиця 1.1 (згідно з варіантом).

Прогноз граду за методом Н. В. Лебедевої

Рекомендації по виконанню завдання:

1. У якості вхідних даних використовувати фактичні значення температури і вологості за даними спостережень, отриманими за допомогою радіозондування атмосфери за 03 год. по пункту (згідно варіанту). Якщо очкується зміна повітряної маси, то попередньо необхідно побудувати прогностичні криві стратифікації із завчасністю 12 год.

2. Визначити вологовміст у нижньому 5-кілометровому шарі, розраховуючи сумарний дефіцит точки роси на ізобаричних поверхнях 850, 700 і 500 гПа ($\sum_{850}^{500} (T - T_d) = D_{850} + D_{700} + D_{500}$). Розвиток конвекції слід очікувати,

якщо $\sum_{850}^{500} (T - T_d) < 16 \div 20^\circ\text{C}$. Це означає, що повітря достатньо насичене водяною парою і тому імовірний розвиток грозової діяльності з випадінням зливових опадів.

Якщо $\sum_{850}^{500} (T - T_d) > 15 \div 30^\circ\text{C}$, розвиток грозової діяльності очікувати не слід.

3. Використовуючи аерологічну діаграму спрогнозувати максимальну температуру на день (T_{\max}) за способом Н.В. Бельського, $T_{d\max}$ – за методом рівновеликих площин.

Розрахувати параметр $(T_{\max} - T_{d\max})_z$, який характеризує положення рівня конденсації.

Якщо $(T_{\max} - T_{d\max})_z > 20^\circ\text{C}$, рівень конденсації лежить вище за 2,5 км і конвективні опади не досягатимуть поверхні землі.

Якщо $(T_{\max} - T_{d\max})_z \leq 16^\circ\text{C}$, рівень конденсації лежить нижче 2 км і, відповідно, є сприятливі умови для випадіння конвективних опадів.

4. По значеннях T_{\max} і $T_{d\max}$ побудувати криву стану. Якщо вона знаходитиметься правіше за криву стратифікації (повітря яке підіймається буде тепліше навколишнього), то вільний конвективний підйом повітря, розвиток гроз і випадіння зливових опадів можливе.

5. Визначити $\Delta H_{\text{кнш}}$. Чім більше КНШ, тим більша вірогідність утворення конвективних хмар, їхня водність і кількість зливових опадів та, відповідно, вірогідність грози.

6. На аерологічній діаграмі по своєму пункту побудувати прогностичну криву стану на день з урахуванням товщини КНШ, визначивши середній рівень конденсації $\bar{H}_{\text{конд}}$ і конвекції $\bar{H}_{\text{конв}}$.

7. По аерологічній діаграмі визначити температуру повітря на середньому рівні конвекції $T_{\text{конв}}$.

8. У шарі, розташованому між середнім рівнем конденсації $\bar{H}_{\text{конд}}$ і конвекції $\bar{H}_{\text{конв}}$, розраховуємо середнє відхилення температури на прогностичній кривій стану и кривій стратифікації $\overline{\Delta T}$ ($^{\circ}\text{C}$). розрахувати за наступною формулою:

$$\overline{\Delta T} = \frac{\sum_{i=1}^n (T' - T)_i}{n}, \quad (2.27)$$

де T' – температура повітря на прогностичній кривій стану; T – температура повітря на кривій стратифікації; n – кількість шарів, рівних 100 гПа, між середнім рівнем конденсації $\bar{H}_{\text{конд}}$ і конвекції $\bar{H}_{\text{конв}}$.

9. Визначити середню потужність конвективних хмар $\Delta H_{\text{к.х}} = \bar{H}_{\text{конв}} - \bar{H}_{\text{конд}}$.

10. По таблиці 2.15 оцінити параметри конвекції та зробити висновок про можливість утворення конвективних явищ.

11. Сформуувати прогностичні висновки.

Таблиця 2.15 – Критичні значення параметрів конвекції, при яких імовірний розвиток конвективних явищ

$\sum_{850}^{500} (T - T_d) \cdot ^{\circ}\text{C}$	$(T_{\text{max}} - T_{d\text{max}})_3, ^{\circ}\text{C}$	$\Delta H_{\text{кнш}}, \text{гПа}$	$\bar{H}_{\text{конд}}, \text{км}$	$\bar{H}_{\text{конв}}, \text{км}$	$T_{\text{конв}}, ^{\circ}\text{C}$	$\overline{\Delta T}, ^{\circ}\text{C}$	$\Delta H_{\text{к.о.}}, \text{км}$	Конвективні явища
> 25	> 20	–	–	–	–	–	–	Розвиток конвекції не очікується
≤ 25	≤ 16	> 10	$\approx 1,5$	≥ 6	$< -22,5$	> 4	$\approx 4,5$	Слабкий зливовий дощ, можлива гроза
≤ 20	≤ 14	> 20	$\approx 1,5$	> 5	$-22,5 \div -10$	≥ 3	$> 3,5$	Зливовий дощ без грози
≤ 20	≤ 14	> 30	$\approx 1,5$	≥ 8	$< -22,5$	≥ 3	$> 6,5$	Зливовий дощ, місцями грози
≤ 16	≈ 10	$> 60 \div 100$	$1,0 \div 1,5$	> 8	$< -22,5$	≥ 3	$\geq 7,5$	Сильний зливовий дощ і гроза
≈ 16	≈ 10	–	$1,0 \div 1,5$	> 8	$< -22,5$	> 3 , але $\overline{\Delta T}_{\text{max}} > 4$	$\geq 7,5$	Град

Звітні матеріали:

Розрахунки, формулювання прогнозу.

Приклад:

Розробити прогноз зливових опадів и гроз за способом Н.В. Лебедевої в пункті Київ на день 25.05.15 р.

1. $\sum_{850}^{500} (T - T_d) = 31 ^{\circ}\text{C}$, розвиток грозової діяльності очікувати не слід.

2. $T_{\text{max}} = 29,4^{\circ}\text{C}$, $T_{d\text{max}} = 13 ^{\circ}\text{C}$, $(T_{\text{max}} - T_{d\text{max}})_3 = 16,4^{\circ}\text{C}$, умови сприятливі для випадіння конвективних опадів.

3. Крива стану побудована по значеннях T_{\max} і $T_{d\max}$ розташована правіше кривої стратифікації, тобто, вільний конвективне підймання повітря, розвиток гроз і випадіння зливових опадів можливе.

$$4. \Delta H_{\text{кнш}} = 72 \text{ гПа}, \bar{H}_{\text{конд}} = 1,9 \text{ км}, \bar{H}_{\text{конв}} = 11,3 \text{ км}, T_{\text{конв}} = -59,5^\circ\text{С}.$$

$$5. \overline{\Delta T} = \frac{(5-2,2)_{700} + (-2+5)_{600} + (-10+12,7)_{500} + (-21+25,3)_{400} + (-37,5+41,5)_{300}}{5} = \frac{2,8+3+2,7+4,3+4,0}{5} = 3,4^\circ\text{С}.$$

$$6. \Delta H_{\text{к.о.}} = 11,3 - 1,9 = 9,4 \text{ км}$$

7. Результати розрахунків по станції Київ з урахуванням значень наведених у таблиці 2.15 представлені в таблиці 2.16.

Таблиця 2.16 – Результати розрахунків параметрів конвекції для Київ

№ п/п	Параметри конвекції	Прогностичний висновок
1.	$\sum_{850}^{500} (T - T_d) = 31^\circ\text{С}$	Розвиток конвекції не очікується
2.	$(T_{\max} - T_{d\max})_z = 16,4^\circ\text{С}$	Слабкий зливовий дощ, можлива гроза або суха гроза
3.	$\Delta H_{\text{кнш}} = 72 \text{ гПа}$	Сильний зливовий дощ і гроза
4.	$\bar{H}_{\text{конд}} = 1,9 \text{ км}$	Розвиток конвекції не очікується
5.	$\bar{H}_{\text{конв}} = 11,3 \text{ км}$	Сильний зливовий дощ і гроза
6.	$T_{\text{конв}} = -59,5^\circ\text{С}$	Сильний зливовий дощ і гроза
7.	$\overline{\Delta T} = 3,4^\circ\text{С}$	Сильний зливовий дощ і гроза
8.	$\Delta H_{\text{к.х.}} = 9,4 \text{ км}$	Сильний зливовий дощ і гроза

8. Прогностичний висновок: сильний зливовий дощ і гроза.

Прогноз граду розрахунково-графічним способом.

Рекомендації по виконанню завдання

1. Під час прогнозу граду у якості вхідних даних використовувати результати зондування атмосфери попереднього завдання.

2. По аерологічній діаграмі визначити $H_{\text{в max}}$ – максимальна висота вершини купчасто-дощової хмарності (км); та $T_{\text{в}}$ – температура ($^\circ\text{С}$), на рівні $H_{\text{в max}}$.

3. $H_{в\ max}$ визначається як рівень, на якому швидкість частки, що підіймається обертається до нуля. За цей рівень приймається висота, на якій площа від'ємної енергії нестійкості вище рівня конвекції стає приблизно рівною площині доданої енергії нестійкості, яка знаходиться нижче цього рівня.

4. Використовуючи отримані значення увійти до графіка на рис. 2.18, та визначити можливість випадіння граду.

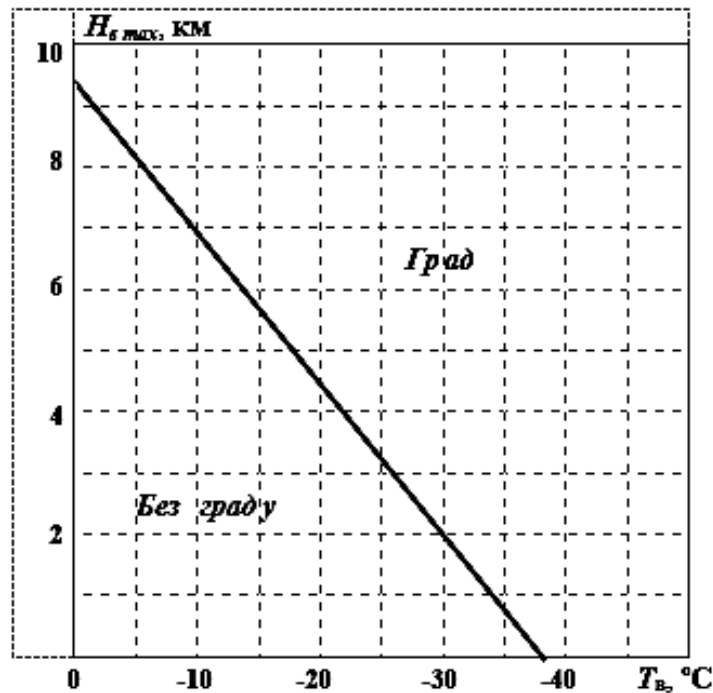


Рисунок. 2 18 – Графік для прогнозу граду у потужних купчастих хмарах

5. Сформувати прогностичний висновок..

Звітні матеріали

1. Розрахунки, формулювання прогнозу.

Прогноз граду з використанням розрахункового методу.

Рекомендації по виконанню завдання

1. Під час прогнозу граду у якості вхідних даних використовувати данні зондування атмосфери попереднього завдання.

2. Нанести на бланк аерологічної діаграми криві стратифікації і точки роси.

3. Нанести криву стану по MU типу підйому частки.

4. Визначити значення *MUCAPE* за способом розглянутим у занятті 1, теми 1.

5. Розрахувати значення коефіцієнту змішування водяної пари для найбільш нестійкої (рівень з якого починається підйом для *MUCAPE*) ділянки повітря r_{MUP} у г/кг, який розраховується за наступною формулою:

$$r = 1000 \times \frac{0.622e}{(P - e)}, \quad (2.28)$$

де e – тиск водяної пари, який визначається при $T \geq 0^\circ\text{C}$ на вихідному рівні за формулою:

$$e = 6.11 \cdot 10^{\left[\frac{7.5 \cdot T_d}{T_d + 237.3} \right]}, \quad (2.29)$$

де T_d – температура точки роси на вихідному рівні у $^\circ\text{C}$ при $T < 0^\circ\text{C}$:

$$e = 10^{\left[3.56654 \log(T_d) - 0.0032098 T_d - \frac{2484.956}{T_d} + 2.0702294 \right]}, \quad (2.30)$$

де

T_d – температура точки роси на вихідному рівні у $^\circ\text{K}$.

6. Визначити значення вертикального градієнту температури в шарі від 70 до 50 кПа γ_{70}^{50} у $^\circ\text{C}/1\text{км}$.

7. Визначити значення температура повітря T_{50} на висоті 50 кПа у $^\circ\text{C}$.

8. За даними радіозондування атмосфери побудувати годограф профілю вітру в шарі від 0 до 6 км за методикою описаною у занятті 3 теми 2.

9. Розрахувати загальну величину зсуву *DLS* в шарі від 0 до 6 км у м/с, для розрахунку величини *DLS* необхідно скористатися наступною формулою:

$$DLS = \bar{v}_{6\text{км}} - \bar{v}_0, \quad (2.31)$$

де

\bar{v} – вектори вітру на відповідних висотах;

10. Для прогнозу граду скористатися наступною формулою:

$$SHIP = \frac{MUCAPE \cdot r_{MUP} \cdot \gamma_{70}^{50} \cdot (-T_{50}) \cdot DLS}{a}, \quad (2.32)$$

де

$a = 44 \cdot 10^6$ – емпіричний параметр;

11. Сформувати прогностичний висновок. Параметр *SHIP* зазвичай коливається від 0 до 4. Якщо параметр *SHIP* > 1 , то є сприятливі умови для утворення граду значних розмірів (діаметром ≥ 5 см).

Звітні матеріали

1. Розрахунки, формулювання прогнозу.

ЛІТЕРАТУРА

1. Грушевський О.М., Міщенко Н.М. Діагноз і прогноз конвективних явищ: навчальний посібник / ОДЕКУ. Одеса, 2007. 120 с.
2. Івус Г.П. Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології: конспект лекцій. Одеса : ОДЕКУ, 2007. 162 с.
3. Шкільний Є.П. Фізика атмосфери. Київ : КНТ, 2007. 655 с.
4. Bunkers M.J., Klimowski B.A., Zeitler J.W., Thompson R.L., Weisman. M.L. Predicting Supercell Motion Using a New Hodograph Technique. *Weather and Forecasting*. 2000. Pp. 61-79.
5. Stull R. Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. Columbia : Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences University of British, 2016. 924 p.
6. Vasquez T. Instability, Skew-T & Hodograph : Handbook, 2017. 235 p.
7. Vasquez T. Severe Storm Forecasting. First edition (Blue Book). Printed in the USA, 2010. Pp. 101-108.
8. Vasquez T. Storm Chasing: Handbook, 2-nd edition, 2009. 240 p.
9. Griser Ju. Convection Parameters., 2012. URL: <http://www.juergen-grieser.de/ConvectionParameters/ConvectionParameters.pdf>

Додаток 1

Значення вертикального профілю вітру

Варіант 1			Варіант 2			Варіант 3			Варіант 4		
<i>H</i> , м	<i>dd</i> , °	<i>ff</i> , м/с	<i>H</i> , м	<i>dd</i> , °	<i>ff</i> , м/с	<i>H</i> , м	<i>dd</i> , °	<i>ff</i> , м/с	<i>H</i> , м	<i>dd</i> , °	<i>ff</i> , м/с
0	0	0	0	0	0	0	30	2,1	0	200	4,1
110	130	9,8	85	100	7,2	61	50	4,1	419	263	20,1
550	194	5,7	531	146	7,6	510	163	7	866	285	25
1012	235	8,8	997	210	6,2	980	230	8,7	1334	285	23,1
1495	245	12,9	1487	230	10,8	1473	235	12,9	1822	290	23,1
2004	260	18	1999	250	18	1965	240	14,9	2342	297	21
2540	263	19,3	2537	265	20	2528	249	14	2891	300	22,1
3107	260	17	3105	265	22,1	3097	260	11,8	3467	300	22,1
3707	273	19	3699	275	18	3697	270	17,2	4069	310	22,1
4345	280	22,2	4341	280	19,1	4336	275	17	4756	316	21,4
5034	292	25,4	5027	285	22	5028	280	19	5471	320	23,1
5772	305	28,8	5767	290	25,2	5770	295	23,1	6240	340	21,1
6574	315	31,9	6564	295	28,5	6566	297	28,7			

Варіант 5			Варіант 6			Варіант 7			Варіант 8		
<i>H</i> , м	<i>dd</i> , °	<i>ff</i> , м/с	<i>H</i> , м	<i>dd</i> , °	<i>ff</i> , м/с	<i>H</i> , м	<i>dd</i> , °	<i>ff</i> , м/с	<i>H</i> , м	<i>dd</i> , °	<i>ff</i> , м/с
0	0	0	0	90	3,1	0	170	3,1	0	200	3,1
26	265	6,2	349	227	14,1	323	213	15,5	148	216	7,8
459	243	12,4	804	241	14,5	778	221	12	596	240	15,6
914	253	14,9	1281	255	10,8	1257	220	12,9	1056	240	17
1391	265	14,9	1778	260	15,3	1756	224	12,9	1556	245	17
1889	267	18,1	2304	267	17,9	2284	239	14,2	2073	250	17
2417	279	21,4	2862	270	20,1	2846	245	19,0	2621	255	17
2974	280	21,1	3454	280	23,6	3437	248	19,5	3196	265	19,6
3567	297	21,1	4088	290	26,2	4070	255	18,1	3816	265	22,5
4204	297	20,8	4765	300	22,1	4746	255	21,5	4483	275	25,5
4885	313	19	5495	307	26,8	5473	260	25,2	5196	275	28,8
5622	320	21,1	6284	320	27,8	6261	270	25,9	5961	280	34,7
6418	328	24,8							6810	295	41,2

Продовження додатку 1

Варіант 9			Варіант 10			Варіант 11			Варіант 12		
<i>H</i> , м	<i>dd</i> , °	<i>ff</i> , м/с	<i>H</i> , м	<i>dd</i> , °	<i>ff</i> , м/с	<i>H</i> , м	<i>dd</i> , °	<i>ff</i> , м/с	<i>H</i> , м	<i>dd</i> , °	<i>ff</i> , м/с
0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0
148	213	9,8	185	120	5,2	91	150	5	26	235	6,2
596	221	10,7	631	146	7,6	410	163	7	459	243	12,4
1056	220	12,8	997	160	8,2	980	170	8,7	914	253	14,9
1556	224	14,9	1387	175	14,8	1413	195	12,9	1391	265	14,9
2073	239	18,5	1900	190	18	1865	200	14,9	1889	267	18,1
2621	245	19,3	2337	215	20	2328	220	16	2417	279	22,1
3196	255	20,8	3105	225	22,1	3197	225	18,8	3105	285	22,1
3816	260	23	3899	235	24	3797	240	19,2	3699	295	22,1
4483	267	24,2	4441	250	23,6	4436	265	20	4341	310	24,4
5196	287	25,4	5127	275	25	5128	280	19	5027	315	26,1
5961	303	28,8	5867	290	25,2	5870	295	23,1	5767	330	27,1
6810	320	31,9	6464	295	29,5	6466	297	28,7	6564	335	30,2

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для практичних занять з навчальної дисципліни
«Авіаційні прогнози погоди»

на тему: «Діагноз і прогноз конвективних явищ»

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

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

Електронна версія © Мансарлійський В.Ф.