

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ**

для навчальної практики з дисципліни  
«Синоптична метеорологія»  
на тему «Обробка та аналіз аерологічної діаграми»

ОДЕСА – 2013

Методичні вказівки для навчальної практики з дисципліни «Синоптична метеорологія» на тему «Обробка та аналіз аерологічної діаграми» для студентів 3 курсу, напрям «Гідрометеорологія», ПДВ: ГМ-10, ГМ-2 / Укладачі: к.геогр.н., проф. Івус Г.П., ст. викладач Гурська Л.М.; укр., 18 стор.

## ПЕРЕДМОВА

Дисципліна «Синоптична метеорологія» належить до циклу професійно-орієнтованих дисциплін підготовки студентів з напрямку «Гідрометеорологія» за спеціальністю 7.04010501 – «Метеорологія».

Навчальна практика з дисципліни „Синоптична метеорологія” проводиться для студентів 3 курсу напрямку підготовки «Гідрометеорологія», спеціальність «Метеорологія».

Мета навчальної практики полягає в оволодінні прийомами обробки оперативної синоптичної інформації та первинного аналізу, у підготовці матеріалів для синоптичного архіву. Дані методичні вказівки спрямовані на виконання завдання за темою «Аналіз та обробка аерологічної діаграми» під час проведення навчальної практики у Навчальному бюро прогнозів погоди.

Аерологічні діаграми широко використовуються для аналізу атмосферних процесів і прогнозу погоди. Аерологічна діаграма будується за даними радіозондування атмосфери, яке проводиться на аерологічних станціях в 00 та 12 МСЧ.

Мета роботи – ознайомлення з бланками аерологічних діаграм, методикою їх побудови та аналізу, набуття навиків у визначенні характеру стратифікації і розрахунку термодинамічних характеристик повітряної маси для оцінки впливу стану атмосфери на різні аспекти життєдіяльності.

При виконанні завдання студент повинен:

знати: принципи побудови аерологічної діаграми, методики розрахунку термодинамічних характеристик атмосфери;

вміти: будувати криву стратифікації, депеграму, криву стану для конкретного пункту за даними радіозондування; визначати рівні конденсації, конвекції, наявність шарів інверсії (ізотермії) тощо.

### Перелік літератури

1. Акимов Л.М. Построение и анализ аерологической диаграммы – Учебно-методическое пособие. Воронежский государственный университет, 2010. – 31 с.
2. Дашко Н.А. Курс лекций по синоптической метеорологии [Електронний ресурс] / ДГУ, 2005. - Режим доступу <http://www.dvgu.ru/meteo/book/Synoptic.htm>
3. Код для передачи данных вертикального зондирования атмосферы КН-04. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 31 с.
4. Практикум з синоптичної метеорології / під ред. Івус Г.П., Іванової С.М. – Одеса, ТЕС, 2004. – 419 с.
5. Хромов С.П., Мамонтова, Л.И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 569 с

### 1 ПРИЗНАЧЕННЯ ТА ЗМІСТ АЕРОЛОГІЧНОЇ ДІАГРАМИ

Аерологічними діаграмами (АД) називають адіабатичні графіки, що пристосовані для аналізу результатів зондування атмосфери в окремих пунктах. Аерологічні діаграми є важливим засобом аналізу стану атмосфери й особливо нижнього шару - тропосфери. Діаграми дають можливість порівняно швидко і наочно проаналізувати стан метеорологічних елементів на різних висотах, а також застосовувати їх для розрахунку прогнозів грози, облогових та зливових опадів, шквалу, граду, обледеніння літаків тощо.

В оперативній практиці, відповідно до рекомендацій ВМО, використовують три форми бланків АД з координатами  $x = T$  і  $y = p^{0.286}$ . Два бланки побудовані в косокутній системі координат і призначені для аналізу даних температурно-вітрового зондування в шарі від 1050 до 100 гПа. Один з них в діапазоні температур від +40 до -25 °С використовується в теплий період року (АДКТ), а другий з діапазоном температур від +10 до -55 °С – в холодний період (АДКХ) (АДКТ/Х: А - аерологічна, Д - діаграма, К - косокутна, Т/Х -теплий /холодний/ період). Третій бланк (АДП) побудований в прямокутній системі координат, має діапазон температур від +40 до -80 °С і використовується для аналізу даних температурно-вітрового зондування в шарі атмосфери від 1050 до 10 гПа в будь-який сезон року.

Аерологічна діаграма (рис. 1) являє собою бланк, на якому по осі абсцис відкладена температура, а по осі ординат - логарифм тиску. У такій системі координат на бланк нанесені горизонтальними лініями ізобари через кожні 10 гПа і прямими лініями під кутом 90° до ізобари, або з нахилом вправо під кутом 50° в залежності від форми аерологічної діаграми, ізотерми через 1°С.

На отриманій сітці проведені такі лінії.

Сухі адіабати - коричневі лінії, нахилені вліво. Сухі адіабати - лінії рівних потенціальних температур. На рівні 1000 гПа вони проходять через точки з непарними значеннями температур. Відповідні їм потенціальні температури в градусах Цельсія нанесені вздовж ізотерми -30 °С на АДКТ і вздовж -60 °С на бланках АДКХ.

Потенціальна температура - це температура, яку прийняла б маса сухого повітря, якщо її адіабатично (тобто без обміну теплом з навколишнім середовищем) перемістити на рівень із стандартним тиском 1000 гПа.

Маса повітря, яка піднімається і утримує ненасичену водяну пару (при  $g = 9,806$  м/с), охолоджується на 0,98 °С (1°С) на кожні 100 м підйому і на стільки ж прогрівається при опусканні. Ця величина носить назву сухоадіабатичного градієнта:

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}, \quad (1)$$

де  $T$  - температура частинки, яка піднімається,  $z$  - висота в метрах.

Таким чином, суха адіабата показує, як здійснюється підйом ненасиченої частинки повітря по сухоадіабатичному закону: при адіабатичному процесі потенціальна температура повітряної маси не змінюється, але абсолютна температура підвищується при збільшенні тиску (тобто при опусканні) і знижується при зменшенні тиску (тобто при підйомі). Якщо при переміщенні повітряної маси по вертикалі її потенціальна температура ( $\Theta$ ) збільшується або зменшується, то це засвідчує про те, що має місце відток або приток до неї тепла.

Вологі адіабати - зелені пунктирні лінії, які нахилені вліво. Вологі адіабати – лінії рівних значень псевдопотенціальних температур. На рівні 1000 гПа вони проходять через точки з парними значеннями температури. Відповідна їм псевдопотенціальна температура в градусах Кельвіна нанесена вздовж їх верхніх кінців. Волога адіабата показує зміну температури частки повітря, що утримує насичену водяну пару, з висотою. Вологоадіабатичний градієнт  $\gamma_{ва}$ , на відміну від сухоадіабатичного  $\gamma_a$ , не лишається постійним, а залежить від тиску і температури. Найменше значення  $\gamma_{ва}$  має при високих температурах і малому тиску.

Псевдопотенціальна температура ( $\Theta_p$ ) – це така температура, якої набуде частинка, якщо її після псевдоадіабатичного підйому до повної конденсації водяної пари в ній, опустити сухоадіабатично на рівень  $P=1000$  гПа. Очевидно, якщо переміщення вологої частинки відбувається, то на будь-якій висоті її псевдопотенціальна температура залишається постійною.

Лінії питомої вологості  $q_{max}$  - ізограми для стану насичення, суцільні зелені лінії. Цифри біля ліній на рівні 650 гПа та по правому краю бланка діаграми дають значення відношення суміші, тобто відношення маси водяної пари у визначеному об'ємі повітря до маси сухого повітря в тому ж об'ємі. Масова доля водяної пари  $q$  і  $r$  пов'язані співвідношенням:

$$\frac{q}{r} = \frac{1}{1+r}, \quad (2)$$

де  $q$  – масова частка водяної пари у визначеному об'ємі, ‰;  $r$  – маса сухого повітря у тому ж об'ємі, г/кг;. Якщо  $r$  змінюється від  $0,1 \times 10^{-3}$  до 30,0 г/кг, то різниця між  $q$  і  $r$  не перевищує 3%. Тому при розрахунках, які не потребують великої точності, замість  $q$  можна використовувати  $r$ .

Шкала віртуального додатка у вигляді точок зеленого кольору нанесена на рівнях 900, 720 і 520 гПа.

Позначення ізоліній на бланку аерологічної діаграми представлено в лівій верхній частині бланка.

Исх.телегр: 11121 33345 99994 25456 03003 00110 // 92790 18056 03005 85510 13858 02004 70110 03033 05502 50576 12757 25002 40742 23737 18509 30946 38757 17015 25069 483// 18018 20215 485// 20516 15403 525// 22017 10662 573// 23010 88238 491// 17520 77999=  
 Уточнения: 11123 33345 00994 25456 11968 21657 22946 19256 33841 13658 44764 06860 55727 01662 01692 02426 77659 00232 88538 09959 99510 11757 11298 391// 22238 491// 33151 527// 44110 565// 21212 00994 03003 11990 02503 22924 03005 33861 01005 44782 04502 55745 04003 66727 02003 77676 09002 88627 01503 99596 05502 11538 21502 22510 25002 33484 26904 44453 20504 55424 18008 66238 17520 77163 22517 88110 22510 31313 31603 81131 41414 855//

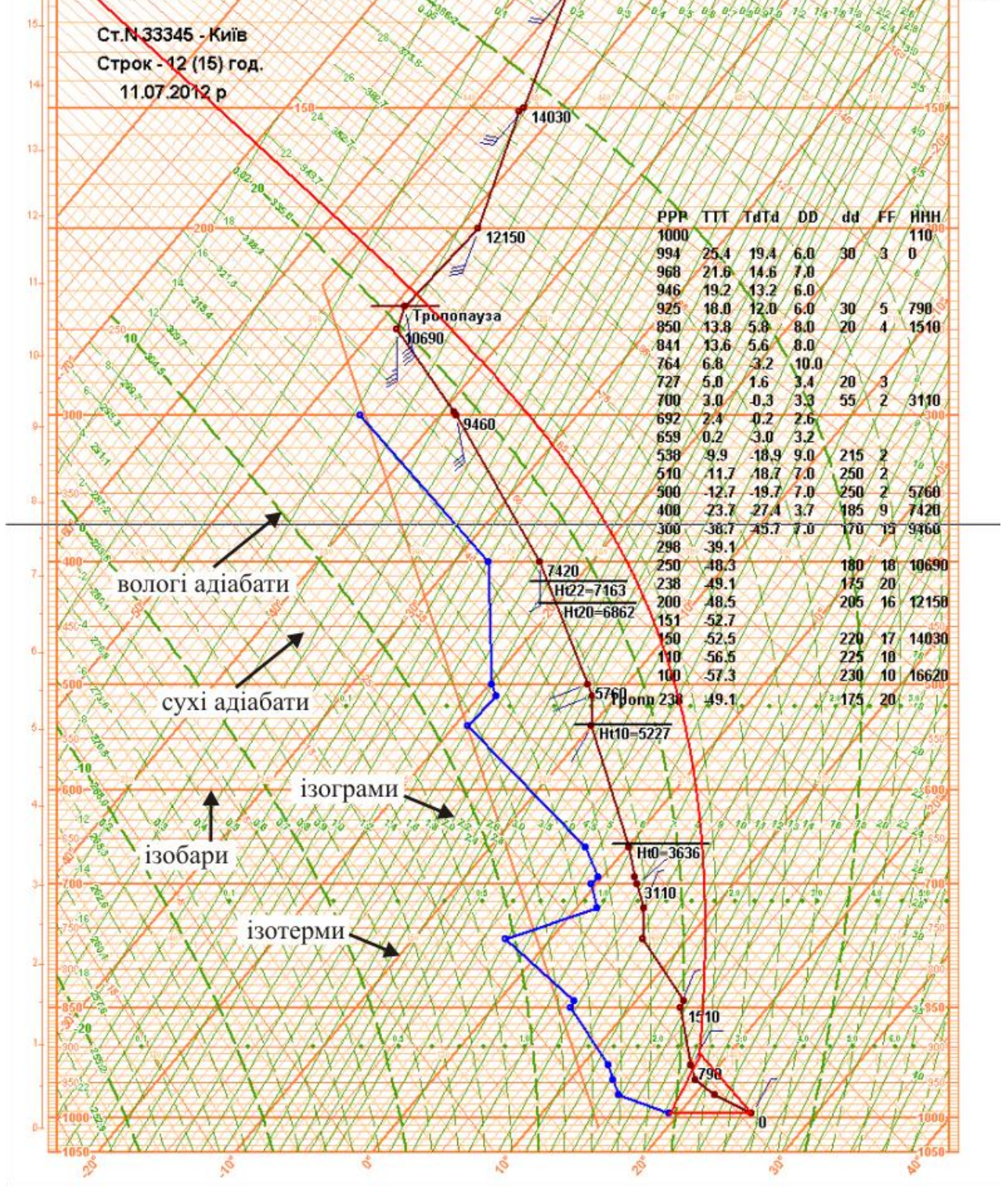


Рис. 1. - Схема аерологічної діаграми у косокутній системі координат

## 2 ПОБУДОВА АЕРОЛОГІЧНОЇ ДІАГРАМИ

Вихідними даними для аналізу стану атмосфери на різних висотах є результати її комплексного зондування, віднесені до конкретного місця і моменту часу, представлені в кодї КН-04. Побудова аерологічної діаграми проводиться у чітко визначеному порядку.

1. Будують криву стратифікації (червоною лінією), яка відображає зміну температури повітря з висотою над пунктом зондування атмосфери. Для цього на горизонтальній осі знаходять температуру повітря біля поверхні землі, після чого переміщуються вздовж ізотерми уверх до перетину з горизонтальною лінією (ізобарою), яка відповідає значенню тиску на тому ж рівні підйому. На місці перетину вказаних ліній ставиться точка. Аналогічно наносять дані інших рівнів підйому, що відповідають основним ізобаричним поверхням і особливим точкам по температурі та вологості. Всі відмічені точки послідовно з'єднують червоною суцільною лінією.

2. Будують депеграму – криву точок роси (переривчастою чорною лінією). Для цього від значення температури точки роси на початковому рівні підйому переміщуються вздовж ізотерми уверх до перетину з горизонтальною лінією (ізобарою), яка відповідає значенню тиску на тому ж рівні. На місці перетину вказаних ліній ставиться точка. Аналогічні побудови роблять на усіх рівнях підйому. Точки з'єднують переривчастою чорною лінією. Оскільки  $T_d < T$ , то крива точок роси розташовується лівіше кривої стратифікації або збігається з нею у випадку, коли дефіцит насичення дорівнює нулю.

3. Визначають рівень конденсації і проводять криву стану (суцільною чорною лінією). При побудові кривої стану, яка характеризує температуру повітряної частинки, що переміщується по вертикалі, за початковий рівень беруть нижню точку на кривій стратифікації. При наявності приземної інверсії або ізотермії крива стану проводиться з верхньої межі інверсії або ізотермії. Рівень конденсації визначають як висоту, на якій перетинаються суха адіабата, що починається від значення температури на початковому рівні, та ізограма, проведена через значення точки роси на початковому рівні. На рівні конденсації частинка ненасиченого повітря досягає насичення ( $T = T_d$ ) і вище підйом буде відбуватися за вологою адіабатою. Таким чином, криву стану до рівня конденсації проводять паралельно сухій адіабаті, а від рівня конденсації – паралельно вологій. Якщо повітря насичене біля поверхні землі ( $T = T_d$ ), сухоадіабатична ділянка підйому відсутня і крива стану від поверхні землі проходить паралельно вологій адіабаті. Практично рівень конденсації близький до нижньої межі хмар.

### 3 АНАЛІЗ АЕРОЛОГІЧНОЇ ДІАГРАМИ

1. Визначають енергію нестійкості. Для існування вертикальних рухів в атмосфері та оцінки їх інтенсивності важливим фактором є співвідношення між температурою повітряної частинки, яка переміщується по вертикалі (крива стану), та температурою навколишнього середовища (крива стратифікації). Якщо на якомусь рівні температура частинки буде відрізнятись від температури навколишнього середовища, тоді ця частинка (одинична маса повітря) під дією сили Архімеда набуває вертикального прискорення і починає переміщуватися. У разі, якщо  $T_{\text{част}} > T$  – вона зазнає позитивного прискорення і піднімається вгору, при  $T_{\text{част}} < T$  – частинка зазнає негативного прискорення й опускається вниз. Частинка буде переміщуватися до тієї висоти, доки її температура не зрівняється з температурою навколишнього середовища. Чим більша різниця температури частинки, яка підіймається, та навколишнього середовища, тим більша і величина прискорення, якого зазнає частинка.

Порівнюючи положення кривої стратифікації і кривої стану, можна зробити висновок про енергію нестійкості. Визначають площі позитивної та негативної енергії нестійкості і виділяють їх червоним та синім кольором відповідно. Якщо крива стану проходить праворуч від кривої стратифікації (тобто  $\gamma > \gamma_a$  або  $\gamma > \gamma_{\text{ва}}$ ), стратифікація повітряної маси нестійка (енергія позитивна). Якщо крива стану розташована ліворуч від кривої стратифікації ( $\gamma < \gamma_a$  або  $\gamma < \gamma_{\text{ва}}$ ), стратифікація повітряної маси стійка (енергія негативна). При байдужій стратифікації ( $\gamma = \gamma_a$  або  $\gamma = \gamma_{\text{ва}}$ ) спостерігається збіг кривих стратифікації і стану.

2. Проставляють висоти основних ізобаричних поверхонь (в метрах) ліворуч від проведених кривих. Визначають рівень конвекції як точку перетину кривої стратифікації з кривою стану при переході від позитивних значень енергії нестійкості до негативних. Рівень конвекції виділяється лише у випадку, якщо має місце позитивна енергія нестійкості. Від цієї точки проводиться вправо червона хвиляста лінія і пишеться вираз «рівень конвекції».

3. Наносять напрямки та швидкості вітру на основних ізобаричних поверхнях та в особливих точках. Стопчикки у лівій та правій частинах бланка без вертикальних ліній призначені для нанесення даних про вітер.

4. Виділяють рівень тропопаузи. Тропопауза визначається як зона, яка розташована вище поверхні 500 гПа, між шаром з великими значеннями вертикального градієнта температури у верхній тропосфері й шаром ізотермії, інверсії або уповільненого падіння температури з висотою в нижній стратосфері. За початок тропопаузи приймають рівень, на якому значення вертикального градієнта температури становить  $\leq 0,2$  °C/100 м. На рівні тропопаузи, який визначається за даними телеграми, проводиться



хвиляста коричнева лінія, яка позначається словом "тропопауза". При наявності двох тропопауз кожна з них позначається окремо.

5. Відмічають нижню та верхню межі шарів інверсії або ізотермії (жовтим кольором), проставляють їх товщину шару  $\Delta h$  в метрах, величину приросту температури  $\Delta T$  і вертикальний градієнт температури  $\gamma$  у відповідному шарі. При визначенні шарів інверсії слід пам'ятати, що поблизу рівня 300 гПа розташовується тропопауза, а вище – стратосфера. Природним розподілом температури повітря у стратосфері є збільшення її з висотою, тому вище тропопаузи інверсії не виділяють.

Характер інверсій визначається за ознаками синоптичної ситуації, в умовах якої відбувався запуск радіозонду. Розрізняють приземні інверсії та інверсії вільної атмосфери. До приземних інверсій належать радіаційні, орографічні, теплого повітря та весняні (снігові), а до інверсій вільної атмосфери – інверсії тертя, динамічні, стискання (осідання) та фронтальні.

Радіаційні інверсії утворюються біля земної поверхні, коли земля сильно охолоджується внаслідок радіаційного випромінювання землі. Це відбувається вночі за умови відсутності хмар і слабкого вітру, взимку протягом доби, коли земля більше віддає тепла, ніж отримує. Потужність їх незначна.

Орографічні інверсії є різновидністю радіаційних, коли радіаційний ефект посилюється особливістю орографії. Так, у пагористій місцевості повітря, охолоджуючись, стікає з підвищених місць у низини, в яких охолодження сильніше через послаблений обмін повітряних мас;

Інверсії теплого повітря виникають, коли теплі повітряні маси переносяться (адвекція) і поширюються над більш холодною підстильною поверхнею, в результаті нижні шари адвективного повітря охолоджуються сильніше, ніж верхні. Особливо часто цей тип інверсій спостерігається у випадках надходження теплого повітря з моря на охолоджену в зимовий період поверхню суходолу.

Весняні або снігові інверсії пов'язані з адвекцією теплого повітря на поверхню, вкриту снігом. Розвиток їх залежить від більшої витрати тепла, яке віддає повітря на танення снігу, їх потужність і величина звичайно невеликі.

Приземні інверсії виконують роль затримуючого шару, сприяють накопиченню вологи, що спричиняє утворення туманів, погіршення горизонтальної видимості.

Інверсії тертя є перехідним етапом від приземних інверсій до інверсій вільної атмосфери. Вони виникають на висоті декількох сотень метрів над землею на верхній межі шару тертя, тобто шару атмосфери, де особливо інтенсивно розвинений турбулентний обмін. В результаті турбулентного переміщення в шарі тертя виникає вертикальний градієнт, близький до адіабатичного. Зниження температури на його межі призводить

до виникнення інверсії. Вертикальна потужність таких інверсій невелика - декілька десятків метрів.

Динамічні інверсії розвиваються у вільній атмосфері в шарах з великими швидкостями вітру. Повітряний потік, що переміщується з великими швидкостями, затулює повітря із сусідніх шарів з меншими швидкостями вітру. При цьому на верхній межі шару збільшених швидкостей виникають низхідні рухи, на нижній - висхідні. В зоні низхідних рухів температура адіабатично підвищується, в зоні висхідних – адіабатично зменшується, в результаті чого виникає перерозподіл температури і виникає температурна інверсія. У прилеглих до неї шарах вертикальні градієнти температури збільшуються до адіабатичних.

Інверсії стискання або осідання розвиваються в антициклонах, із якими пов'язані низхідні вертикальні рухи в середньому шарі тропосфери та розтікання повітря від центра на периферію в нижньому шарі тропосфери. При цьому деякий шар повітря товщиною  $dz$ , що знаходиться на рівні  $z_1$ , опуститься на рівень  $z_2$ . Його перетин, рівний у початковому положенні  $s_1$ , збільшиться до  $s_2$  внаслідок розтікання. В результаті стискання шару змінюється його стратифікація: початковий нестійкий стан стає ще більш нестійким, а стійкий – ще більш стійким.

Інверсії стискання відрізняються великою вертикальною потужністю і горизонтальною протяжністю, оскільки пов'язані з великомасштабними баричними утвореннями – антициклонами. Розвиваються вони частіше на висоті 1-2 км, а взимку інколи й нижче. Відрізняються не лише підвищенням температури, але і висушуванням повітря, що опускається, причому відносна вологість у шарі інверсії знижується до 30%. Під такою інверсією часто з'являється серпанок, а в холодний період року нерідко хмари й туман.

6. Виділяють верхню і нижню межі фронтального шару (кольори відповідно типу фронту). Між нижньою і верхньою межами проставляють товщину шару  $\Delta h$  в метрах, величину приросту температури  $\Delta T$  або величину вертикального градієнта температури  $\gamma$ , якщо  $\Delta T < 0$ .

Положення фронтальної зони можна виявити в тих випадках, коли на кривій стратифікації на висотах спостерігається значне зменшення вертикального градієнта температури ( $\gamma \cong 0,2 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ ). Додатковою ознакою того, що цей шар є фронтальною зоною, а не інверсією осідання, є незмінність (або збільшення) питомої та відносної вологості повітря з висотою. На наявність фронтальної зони також вказує різка зміна напрямку вітру з висотою: проти годинникової стрілки на холодному фронті, за годинниковою стрілкою – на теплому.

7. Відмічають нижню і верхню межі шару хмар (хвилястими синіми лініями). Проміжок між ними заштриховують нахиленими синіми лініями. Також проставляють форми хмар і вказують товщину хмарного шару.

Для хмарних шарів на аерологічній діаграмі характерні такі ознаки:

- одноманітний хід температури повітря з висотою з вертикальним градієнтом, близьким до вологоадіабатичного або який перевищує його;
- малі значення дефіциту точки роси, що змінюються в межах 0 - 3 °С.

Купчаста хмарність. Сприятливими умовами для виникнення і розвитку купчастої хмарності є:

- високий вологовміст повітря біля поверхні землі і на висотах;
- значна нестійкість повітряної маси за відсутності в період максимального розвитку конвекції потужних шарів інверсії або ізотермії;
- відносно низьке положення ізотерми - 10 °С, біля якої розташовується рівень інтенсивної кристалізації.

Нижній межі купчастої хмарності відповідає рівень конденсації, а верхньою межею є рівень конвекції (при  $D \leq 5 - 7$  °С в шарі між рівнями конденсації і конвекції), при великих значеннях  $D$  у вказаному шарі висота верхньої межі знаходиться нижче рівня конвекції на 2 - 3 км.

Шарувата хмарність. Для шаруватої хмарності характерні такі ознаки:

- одноманітний хід температури з висотою;
- $\gamma \geq \gamma_a$ ;
- середні значення дефіциту точки роси для основних ізобаричних поверхонь за наявності та відсутності шаруватих хмар наведені у табл. 1.

Таблиця 1 – Значення дефіциту насичення при наявності та відсутності хмар

P, гПа	850	700	500	300
$D$ у хмарах, °С	1,5	2,0	2,5	3,0
$D$ без хмар, °С	5,2	7,2	8,2	8,5

За нижню межу шаруватої хмарності береться рівень, де  $D$  не більше за значення, зазначеного в рядку 2 табл. 1 (нижня межа не обов'язково збігається з рівнем конденсації). За верхню межу береться рівень, де  $D$  більше за значення, зазначеного в рядку 3 тієї ж таблиці.

8. Виділяють шари обледеніння позначкою  $\psi$  (червоним кольором), від якої проводять стрілки, які вказують товщину шару по вертикалі. Інтенсивність обледеніння позначають показником степеня:

$\Psi^0$  – слабе, швидкість наростання льоду  $\leq 0,5$  мм/хв;

$\Psi$  – помірне, швидкість наростання льоду 0,6 - 1,0 мм/хв;

$\Psi^2$  – сильне, швидкість наростання льоду  $> 1,0$  мм/хв.

Обледеніння відбувається за наявності переохолоджених крапель води у хмарному шарі, тому воно є найбільш імовірним у суто крапельних хмарах (St, Sc, нижній частині Ns, Cb). У змішаних хмарах (As, верхній частині Ns) обледеніння є малоімовірним.

Щоб визначити шар, в якому можливе обледеніння, необхідно проаналізувати аерологічну діаграму. Визначити межі шарів хмар і

положення ізотерм: 0, -10, -20 °С. Обледеніння найбільш імовірно в середині шару між ізотермою 0 та -10 °С, де переважають переохолоджені краплі води; в шарі -10...-20 °С обледеніння можливе і малоімовірно в шарі з температурою нижче -20 °С, через те що там переважають льодяні частинки. Проте в деяких випадках обледеніння спостерігається при температурах нижче -40 °С, коли в хмарах Сі-Сs (особливо пов'язаних із Сb) знаходяться сильно переохолоджені краплі води.

При аналізі аерологічної діаграми увагу звертають на дефіцит точки роси D. Найбільш імовірно обледеніння при таких співвідношеннях значень дефіциту точки роси й температури повітря:

- при T від 0 до -7 °С і  $D \leq 2$  °С;
- при T від -8 до -15 °С і  $D \leq 3$  °С;
- при T від -16 до -24 °С і  $D \leq 4$  °С.

Шари повітря з такими параметрами слід відмітити значком обледеніння. Якщо дефіцит точок роси швидко збільшується з висотою, обледеніння малоімовірно.

Якщо спостерігається затримуючий шар - інверсія, ізотермія або малі значення  $\gamma$  і D зменшується з висотою та досягає найменшого значення біля нижньої межі шару, то зона можливого обледеніння знаходиться під затримуючим шаром (при негативній енергії нестійкості). Якщо в середині затримуючого шару величина дефіциту точок роси продовжує зменшуватися з висотою, то обледеніння можливе як під затримуючим шаром, так і всередині нього. Якщо на деякій висоті посилюється падіння температури (збільшується  $\gamma$ ) із висотою, при одночасному зменшенні D із висотою, то є велика можливість обледеніння. У випадку ожеледі при температурі -1...-3 °С небезпечна зона обледеніння поширюється по висоті не більше ніж на 800 - 1000 м.

При визначенні шарів, в яких можливе обледеніння, припускається, що обледеніння найбільш імовірно в шарах, де водяна пара знаходиться в стані насичення по відношенню до льоду, тобто температура навколишнього повітря нижча або рівна температурі насичення по відношенню до льоду ( $T_{н.л.}$ ). У такому разі для визначення шару обледеніння застосовується графічний метод.

Так, для усіх особливих точок та основних ізобаричних поверхонь, де спостерігається мінусова температура, визначається температура  $T_{н.л.}$  за формулою:

$$T_{н.л.} = -8(T - T_d). \quad (3)$$

Значення  $T_{н.л.}$  наносяться на ті ж ізобари, на яких брались дані для їх визначення, а потім ці точки з'єднуються суцільною лінією. Обледеніння найбільш імовірно в шарах, де крива стратифікації розташована ліворуч від кривої температури насичення по відношенню до льоду.

9. Відмічають шари бовтанки вертикальною хвилястою лінією праворуч від кривої стратифікації. Поряд з лінією словами, по можливості, вказують інтенсивність бовтанки. Бовтанка спричиняє різкі неупорядковані зміни кута атаки та підйомної сили літака внаслідок атмосферної турбулентності. Залежно від походження розрізняють термічну (в граничному шарі всередині нестійкої повітряної маси в системі хмарності холодного фронту або холодного фронту оклюзії), хвильову та орографічну бовтанку. Бовтанка, пов'язана з виникненням повітряних хвиль, спостерігається на межі інверсії та у хмарах, які мають волокнисту структуру (St, Sc, Ac, Cc), над орографічними перешкодами (орографічна бовтанка) та за ними, а також у струминних течіях. Бовтанка на межі інверсій та у хмарах волокнистої структури зазвичай є слабкою. На аерологічній діаграмі бовтанка відмічається у верхній тропосфері там, де спостерігаються великі вертикальні зсуви напрямку та швидкості вітру з висотою, наявність зміни профілю температури з висотою, звичайно, в зоні струминних течій.

За значеннями вертикального зсуву швидкості вітру, зміни напрямку вітру з висотою і вертикального градієнта температури ( $\gamma$ ) проводять аналіз умов бовтанки динамічного походження. В якості критеріїв вищевказаних градієнтів беруться такі значення:

- шар повітря, де спостерігається швидкість вітру 25 м/с і більше;
- зсуви швидкості вітру - 10 м/с на км;
- зсуви вітру за напрямком - 15 град/км;
- градієнт температури – 0,7 °C/100 м або 7 °C/1 км.

Якщо в шарі атмосфери хоча б один з фактичних градієнтів дорівнює або перевищує значення вищевказаних критеріїв, то в цьому шарі відзначають бовтанку.

При відсутності впливу фронтальних розподілів, інтенсивність бовтанки на аерологічній діаграмі можна визначити за значенням  $\Delta T_{\max}$  у шарі атмосфери від рівня конденсації до рівня 400 гПа:

$$\Delta T_{\max} = T' - T,$$

де  $T'$  - температура на кривій стану і  $T$  - температура на кривій стратифікації у даному шарі. В залежності від значення  $\Delta T_{\max}$  визначають інтенсивність бовтанки, так при:

- $\Delta T_{\max} = 0 - 3$  °C – слабка бовтанка;
- $\Delta T_{\max} = 4 - 6$  °C – помірна бовтанка;
- $\Delta T_{\max} \geq 7$  °C – сильна бовтанка.

За допомогою аерологічної діаграми визначають додатково деякі термодинамічні характеристики атмосфери.

10. Визначають характер стратифікації. Вертикальний розподіл температури повітря з висотою називається стратифікацією атмосфери. Стратифікація може бути стійка, нестійка і байдужа по відношенню до

сухого (і ненасиченого) або насиченого повітря. Стійкість атмосфери характеризується вертикальними градієнтами температури.

При стійкій стратифікації атмосфери, якщо повітря сухе або ненасичене, вертикальний температурний градієнт менший від сухоадіабатичного, а при насиченні менший від вологоадіабатичного.

При  $\gamma < \gamma_{ва}$ , тобто менше  $0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ , атмосфера вважається стійкою:

$$\gamma < 0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м.}$$

При нестійкій стратифікації атмосфери, якщо повітря сухе або ненасичене, вертикальний температурний градієнт більший за сухоадіабатичний, при насиченні – більший за вологоадіабатичний (при даній температурі і тиску повітря). Нестійка стратифікація атмосфери сприяє розвитку і підтримці конвекції в атмосфері.

При  $\gamma > \gamma_{ва}$ , тобто більше  $0,65 \text{ }^\circ\text{C} / 100 \text{ м}$ , атмосфера вважається волого-нестійкою:

$$\gamma > 0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м.}$$

При цьому утворюються конвективні хмари, спостерігаються зливові опади, грози.

При  $\gamma > \gamma_{а}$ , тобто більше  $1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ , атмосфера вважається сухонестійкою або абсолютно нестійкою:

$$\gamma > 1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м.}$$

**11. Визначення відносної вологості.** Відносна вологість  $U$  визначається за формулою:

$$U = \frac{q_{\phi}}{q_{\max}} 100\%, \quad (4)$$

де  $q_{\phi}$  - фактична масова частка водяної пари, яка відраховується за ізограмою, що проходить через значення температури точки роси на даному рівні;  $q_{\max}$  - максимальна масова частка водяної пари при даній температурі, відраховується за ізограмою, що проходить через значення температури повітря на даному рівні. Отриманий результат з точністю до одного відсотка надписують зліва біля відповідної точки на кривій точок роси (депеграмі).

**12. Визначення потенціальної температури.** Як зазначалося вище, потенціальною називається температура ( $\Theta$ ), якої набуде повітряна маса, що переміститься сухоадіабатично до рівня 1000 гПа. Для визначення потенціальної температури на аерологічній діаграмі від значення температури на відповідному рівні опускаються (піднімаються) по сухій адіабаті до рівня 1000 гПа, де за ізотермами відраховують значення потенціальної температури.

13. Визначення псевдопотенціальної температури. Псевдопотенціальною ( $\Theta_p$ ) називається така температура, якої набуде повітряна маса, якщо її підняти до повної конденсації водяної пари, а потім сухоадіабатично опустити до рівня 1000 гПа. На аерологічній діаграмі псевдопотенціальна температура визначається таким чином. За даними температури і точки роси для відповідного рівня знаходять рівень конденсації. Від нього піднімаються далі вгору по вологій адіабаті і в лівому полі бланка АД відраховують значення псевдопотенціальної температури (у градусах Кельвіна).

14. Визначення віртуальної температури. Віртуальною ( $T_v$ ) називається температура, яку повинне мати сухе повітря, щоб його густина дорівнювала густині вологого повітря, тобто

$$T_v = T(1 + 0.61q) = T + \Delta T_v, \quad (5)$$

де  $\Delta T_v = 0.61qT$  - віртуальний додаток, який залежить від температури і вологовмісту повітря на даному рівні.

Віртуальний додаток на аерологічній діаграмі визначають таким чином. Від значення  $T_d$  піднімаються по ізогамі до шкали віртуального додатку, розташованої на рівнях 900, 720, 520 гПа, і відраховують на ній  $\Delta T_v$ . За формулою (5) знаходять віртуальну температуру.

15. Визначення максимальної температури повітря. Враховують денний прогрів. Для цього знаходять товщину шару з сухоадіабатичними градієнтами температури в залежності від місяця року (табл. 2). На кривій стратифікації відповідно до даних табл. 2 знаходять висоту поширення сухоадіабатичного градієнта, від якої проводять суху адіабату до рівня, що відповідає тиску на рівні станції, та визначають очікувану максимальну температуру повітря.

Таблиця 2 – Товщина (км) шару з сухоадіабатичними градієнтами над рівнинною частиною України

Місяць	Половина місяця	
	перша	друга
Березень	-	1,0
Квітень	1,0	1,5
Травень	1,5	2,0
Червень	2,0	2,5
Липень	2,5	2,0
Серпень	2,0	1,5
Вересень	1,5	1,0
Жовтень	1,0	-

Одним з найпростіших методів прогнозу максимальної температури можна вважати:

$$T_{\max} = T_{850} + 14 \text{ } ^\circ \text{C}.$$

16. Визначення геопотенціальних висот основних ізобаричних поверхонь. Для визначення геопотенціальної висоти криву стратифікації між двома основними поверхнями ділять відрізком ізотерми навпіл. Значення температури, що відповідає цій ізотермі, є середньою температурою даного шару повітря  $\bar{T}$ . Таким же чином знаходять середнє значення точки роси  $\bar{T}_d$ . Для цих середніх значень визначають за допомогою шкали віртуальний додаток  $\Delta\bar{T}_v$  і розраховують середню віртуальну температуру шару повітря  $\bar{T}_v$ . По середньому значенню  $\bar{T}_v$  відраховують величину відносного геопотенціалу даного шару за шкалою, що розташована між основними ізобаричними поверхнями.

Абсолютні геопотенціальні висоти розраховують за формулами:

$$\begin{aligned} H_{1000} &= h (p_0 - 1000); \\ H_{850} &= H_{1000} + H_{1000}^{850}; \\ H_{700} &= H_{850} + H_{850}^{700}; \\ H_{500} &= H_{700} + H_{700}^{500}, \end{aligned} \quad (6)$$

де  $h$  - баричний ступінь, який дорівнює 8 гп.дам/гПа;  $p_0$  - тиск на рівні моря.

## КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Що називається аерологічною діаграмою і яке її призначення?
2. Дати визначення ізоліній, які нанесені на бланк аерологічної діаграми.
3. Що характеризує і як будується крива стратифікації?
4. Як будується крива точок роси (депеграмма) і що вона характеризує?
5. Що характеризує і як будується крива стану?
6. Як визначається рівень конденсації?
7. Як за допомогою номограми визначити відносну вологість повітря?
8. Дати пояснення термодинамічних характеристик атмосфери.
9. Дати визначення стійкої, нестійкої та байдужої стратифікації атмосфери.



## ПРАКТИЧНЕ ЗАВДАННЯ

1. Розкодувати дані аерологічного зондування атмосфери у вигляді аерологічної телеграми за допомогою коду КН-04. Вихідні дані надаються викладачем індивідуально кожному студенту із оперативної інформації, яка надходить за програмою АРМсин. Результати представити на бланку аерологічної діаграми у формі табл. 1.

Таблиця 1 – Дані вертикального зондування атмосфери

P, гПа	H, м	T, °C	D, °C	Td, °C	dd, град	ff, м/с	U, %

P - тиск біля поверхні землі, на стандартній ізобаричній поверхні або на рівні особливої точки;

H - висота стандартної ізобаричної поверхні;

T - температура повітря;

D - дефіцит насичення;

Td - температура точки роси, визначається за формулою:  $Td = T - D$ ;

dd - напрямок вітру;

ff - швидкість вітру;

U – відносна вологість.

При заповненні таблиці дані подають в порядку зменшення тиску.

2. На бланку аерологічної діаграми за даними радіозондування виконують такі операції:

- нанести на бланк аерологічної діаграми дані зондування атмосфери за вказаний викладачем строк.

- провести обробку аерологічної діаграми згідно пунктів 1, 3, 4, 5, 6, 7, 10, 11, 12, 15.

## ВИХІДНІ МАТЕРІАЛИ

1. Бланки аерологічних діаграм.
2. Код КН-04.
3. Телеграми з результатами комплексного зондування атмосфери.

## ЗВІТНІ МАТЕРІАЛИ

1. Заповнена табл. 2
2. Бланк аерологічної діаграми з побудованими кривими.
3. Текстовий опис аерологічної діаграми (у робочому зошиті).

## МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для навчальної практики з дисципліни  
„Синоптична метеорологія”  
на тему «Обробка та аналіз аерологічної діаграми»

для студентів III курсу  
Напрямок підготовки – гідрометеорологія  
ПДВ: ГМ-10, ГМ-2

Укладачі: Івус Галина Петрівна, к.геогр.н., професор  
Гурська Людмила Михайлівна, старший викладач

Електронна версія © Гурська Л.М.

---

Одеський державний екологічний університет  
65016, Одеса, вул. Львівська, 15