

**МІНІСТЕРСТВО ВНУТРІШНІХ СПРАВ УКРАЇНИ  
ХАРКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
ВНУТРІШНІХ СПРАВ  
КРЕМЕНЧУЦЬКИЙ ЛЬОТНИЙ КОЛЕДЖ**

**Циклова комісія аеронавігації**

**ТЕКСТ ЛЕКЦІЇ**

з навчальної дисципліни  
«Метеорологія»  
обов'язкових компонент  
освітньо-професійної програми першого (бакалаврського) рівня вищої освіти

**Аеронавігація**

**За темою № 4** Фізичні процеси в атмосфері. 4.1. Елементи термодинаміки в атмосфері

Вінниця 2023

**ЗАТВЕРДЖЕНО**

Науково-методичною радою  
Харківського національного  
університету внутрішніх справ  
Протокол від 30.08.2023 № 7

**СХВАЛЕНО**

Методичною радою  
Кременчуцького льотного коледжу  
Харківського національного  
університету внутрішніх справ  
Протокол від 28.08.2023 № 1

**ПОГОДЖЕНО**

Секцією науково-методичної ради  
ХНУВС з технічних дисциплін  
Протокол від 29.08.2023 № 7

Розглянуто на засіданні циклової комісії аеронавігації, протокол від 28.08.2023 р № 1.

**Розробник:**

викладач циклової комісії аеронавігації, спеціаліст Дроздова С.П.

**Рецензенти:**

викладач циклової комісії технічного обслуговування авіаційної техніки  
Кременчуцького льотного коледжу Харківського університету внутрішніх  
справ, професор, доцент, к.х.н., Козловська Т.Ф.  
командир льотного загону аеродрому «Велика Кохнівка» КЛК ХНУВС  
Шорохов І.В

### **План лекції:**

1. Рівні конденсації та конвекції.
2. Аерологічна діаграма.
3. Вплив вертикальних рухів повітря на роботу авіації.

### **Рекомендована література (основна, допоміжна), інформаційні ресурси в Інтернеті**

#### **Основна:**

1. Правила метеорологічного забезпечення авіації. – Київ: Наказ Державної авіаційної служби України від 09.03.2017 № 166.

#### **Додаткова:**

1. Володко О.М. Безпека польотів вертольотів, М.: Транспорт, 1981. – 224 с.
2. Воробйов В.І. Синоптична метеорологія. - Л.: Гідометеоздат, 1998. - 213 с.
3. Новожилов Н.І., Хргіян А.Х. Атлас хмар. Ленінград: Гідрометеоздат. 1981.
4. Матвєєв Л.Т. Курс загальної метеорології. Фізика атмосфери. - Л.: Гідрометеоздат, 1984. - 198 с.
5. Прох Л.З. Словник вітрів. - Л. Гідометеоздат, 1983. - 204 с.
6. Тараканов Г.Г. Тропічна метеорологія. - Л.: Гідометеоздат, 1980. – 244 с.
7. Хромов С.П. Метеорологія та кліматологія. - Л.: Гідометеоздат, 1968. - 256 с.
8. Шкільний Є.П. Фізика атмосфери. Одеса, ОТМІ, 1997. - 210 с.

#### **Інформаційні ресурси в Інтернеті:**

1. Офіційний портал Державної авіаційної служби України [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <https://avia.gov.ua>
2. Офіційний портал Всесвітньої метеорологічної організації [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.wmo.int>.
3. Офіційний сайт Державного підприємства обслуговування повітряного руху України. Міністерство інфраструктури України. [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://uksatse.ua>

## Текст лекції

### 1. Рівні конденсації і конвекції

В повітрі яке піднімається і опускається, спостерігаються адіабатичні зміни температури. У першому випадку вона знижується, у другому - підвищується.

При підйомі ненасиченого повітря, водяна пара, що міститься в ньому внаслідок зниження температури наближається до стану насичення.

Висота, на якій водяна пара в повітрі яке піднімається досягає насичення, називається рівнем конденсації. Очевидно, що на рівні конденсації температура повітря дорівнює точці роси, а висота рівня конденсації залежить від дефіциту точки роси у землі. Чим менше цей дефіцит, тим нижче рівень конденсації.

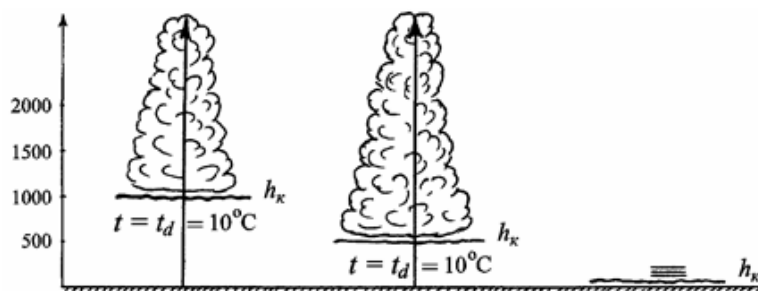
Висоту рівня конденсації  $h_K$  можна визначити за допомогою наступних формул:

$$h_K = 17 (100 f_o), \text{ м}; h_K = 123 (t_0 - t_{do}), \text{ м},$$

де  $f_o$  - відносна вологість у землі;  $t_0$  - температура повітря у землі;  $t_{do}$  - точка роси у землі.

Висота рівня конденсації  $h_K$  знаходиться в прямій залежності від температури повітря  $a$  у землі і в зворотній залежності від його відносної вологості (мал. 1.1).

$t = 20^\circ \text{C}$ $a = 9,4 \text{ г / м}^3, f = 54\%$ $t_d = 10^\circ \text{C}$	$t = 15^\circ \text{C}$ $a = 9,4 \text{ г / м}^3, f = 70\%$ $t_d = 10^\circ \text{C}$	$t = 10^\circ \text{C}$ $a = 9,4 \text{ г / м}^3, f = 100\%$ $t_d = 10^\circ \text{C}$
---------------------------------------------------------------------------------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------	----------------------------------------------------------------------------------------------



Мал. 1.1. Залежність рівня конденсації від температури і вологості повітря

При підйомі повітря вище зазначеного рівня відбувається конденсація водяної пари утворення хмар. Їх нижня межа зазвичай на 100-200 м перевищує рівень конденсації. Пояснюється це тим, що для утворення видимої хмари повинна сконденсуватися певна кількість вологи, для чого потрібно якесь додаткове охолодження насиченого повітря нижче точки роси. Якщо рівень конденсації знаходиться у підстильній поверхні, то утворюється туман.

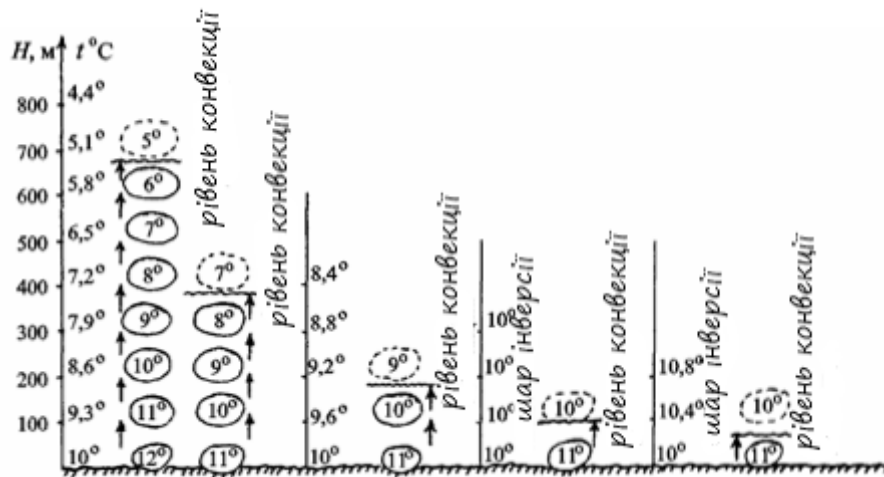
Знаючи висоту рівня конденсації, можна графічно зобразити криву, що характеризує адіабатичну зміну температури в повітрі яке піднімається при будь-яких значеннях температури і тиску. Така крива називається кривою стану (рмал. 1.2). У нижній своїй частині, від землі до рівня конденсації, крива стану має вигляд сухої адіабати, вище рівня конденсації - вологої адіабати.



Мал. 1.2. Крива стану

При вертикальних рухах повітряна маса може підніматися вгору до тих пір, поки її температура не зрівняється з температурою навколишнього повітря.

Висота до якої може поширюватись висхідний повітряний потік, називається рівнем конвекції. Рівень конвекції зазвичай буває тим нижче, чим менше величина вертикального температурного градієнта  $\gamma$  повітря. (мал. 1.3). У першому наближенні можна вважати, що рівень конденсації збігається з нижньою межею хмар, а рівень конвекції - з верхньою.



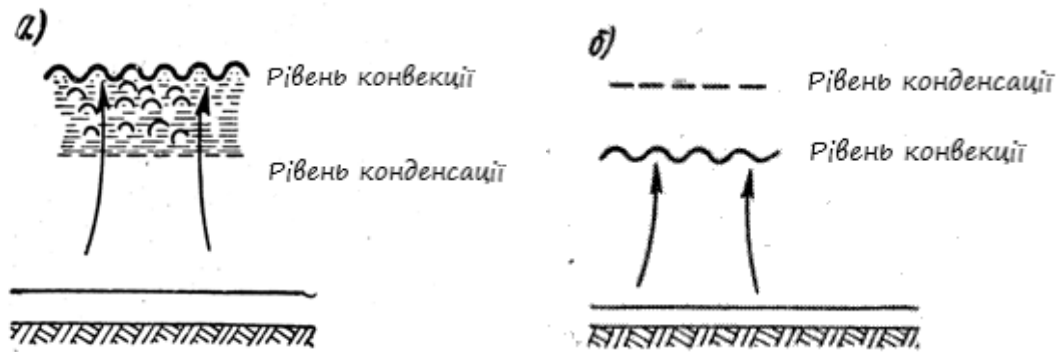
$$\gamma = 0,7^{\circ} \text{C} / 100 \text{ м} \quad \gamma = 0,4^{\circ} \text{C} / 100 \text{ м} \quad \gamma = 0^{\circ} \text{C} / 100 \text{ м} \quad \gamma < 0^{\circ} \text{C} / 100 \text{ м}$$

Мал. 1.3. Приклади розвитку конвекції

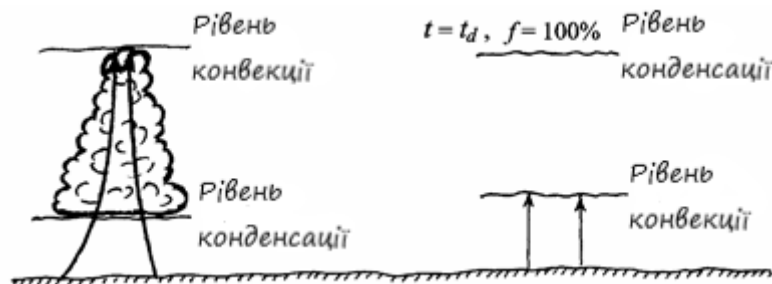
Для утворення хмар істотне значення має взаємне розташування рівнів конвекції і конденсації. Якщо рівень конвекції лежить вище рівня конденсації, то між цими шарами, як правило, виникають хмари (мал. 1.4 а, 1.5).

Якщо рівень конvekції лежить нижче рівня конденсації (наприклад, в посушливій місцевості), то висхідні потоки не призводять до утворення хмар (мал. 1.4 б, 1.5).

Рівень конvekції є також верхньою межею бовтанки літаків, спричиненої нестійким станом атмосфери.



Мал. 1.4. Розташування рівнів конденсації і конvekції, сприятливих для утворення хмар (а) і несприятливих для їх виникнення (б)



Мал. 1.5. Вплив взаємного розташування рівнів конvekції і конденсації на утворення хмар

## 2. Аерологічна діаграма

В метеорологічних підрозділах поряд з різними метеорологічними картами погоди за даними аерологічних спостережень складаються спеціальні графіки, які отримали назву аерологічних діаграм (АД). Ці графіки дають можливість порівняно швидко і наочно проаналізувати метеорологічні умови на різних висотах, визначити положення хмарних шарів і інші явища, а також скласти прогнози виникнення гроз, злив, обмерзання і бовтанки.

Бланки АД, що застосовуються в даний час, побудовані в косокутній (АДК) або прямокутній (АДП) системі координат. При цьому один з бланків АДК застосовується в холодну пору року (АДКХ), а інший - в теплу пору року (АДКТ). На бланках АД нанесені такі лінії:

1. Ізобари - коричневі горизонтальні лінії, проведені через 10 гПа (у лівих і правих їх кінців у вигляді додаткових шкал - через 5 гПа). На АДК ізобари проведені для інтервалу тиску від 1050 до 100 гПа, на АДП - від 1050 до 10 гПа. Позначення дані у лівих і правих кінців ізобар і поблизу кривої СА-81.

2. Ізотерми - на АДП коричневі вертикальні лінії, на АДК коричневі лінії, нахилені вправо. Проведено через 1°C. На рівні 1000 гПа інтервал температури на АДКТ від - 25°C до + 40 °C, на АДКХ від -55° до + 10°C, на АДП від -80°C до + 40°C. Ізотерми підписані через 10°C у їх нижніх і верхніх кінців, а також поблизу ізобари 450 гПа на АДК і 200 гПа на АДП.

3. Сухі адіабати - коричневі лінії, нахилені вліво. Вони характеризують зміну температури в сухому повітрі яке піднімається.

4. Вологі адіабати - зелені штрихові лінії, що характеризують зміну температури в вологому повітрі яке піднімається.

5. Ізограма - зелені безперервні, майже прямі лінії, нахилені на АТП вліво, на АДК - вправо. Це лінії рівних значень масової частки водяної пари (питомої вологості), які характеризують граничне насичення повітря водяною парою при даній температурі (в грамах на кілограм).

6. Крива зміни температури повітря з висотою в стандартній атмосфері - коричнева ламана лінія. Крива СА-81 нанесена на АТКТ і АДП.

7. Шкала стандартних барометричних висот дана зліва на осі ординат.

8. Шкала енергії нестійкості дана справа на осі ординат. Цифри у поділів цієї шкали вказують величину енергії в Дж/см<sup>2</sup> при підйомі маси повітря в 1 кг на відповідну висоту.

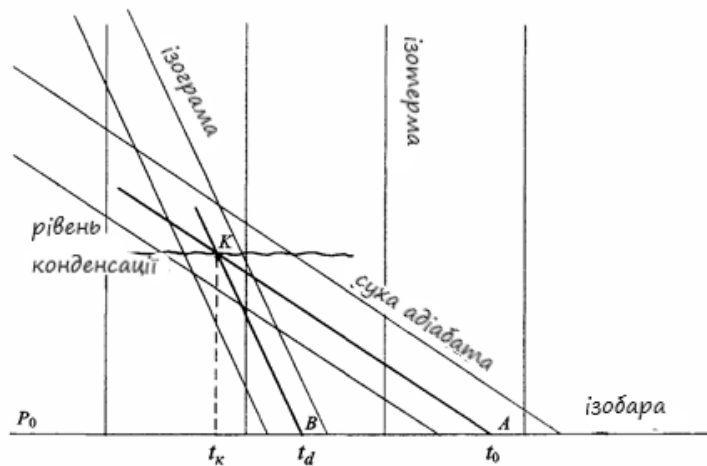
9. Шкала поправок на віртуальну температуру нанесена у вигляді точок зеленого кольору на трьох рівнях: 900, 720 і 520 гПа. Числа у поділок шкали вказують величини поправок для насиченого повітря з температурами, відповідними ізотермам, що проходить через ці точки.

За даними радіозондування атмосфери на бланках АД будують: криву стратифікації, криву точок роси і криву стану.

Крива стратифікації - крива фактичного розподілу температури повітря по висотам. Її будова проводиться таким чином: на горизонтальній осі знаходять значення температури, відповідне початкового рівня підйому, а на вертикальній осі - значення тиску для цього ж рівня, на перетині відповідних ізотерми і ізобари ставлять крапку. Біля неї проставляють значення висоти (км або м), інші точки підйому будують аналогічно. Після нанесення всіх точок їх з'єднують суцільною червоною лінією (мал. 1.7).

Крива точок роси (депеграма) характеризує розподіл точок роси (тобто вологості) по висоті. Вона проводиться чорним пунктиром, будується таким же

чином, як і крива стратифікації (мал. 1.7). Діаграма завжди розташовується лівіше кривої стратифікації.



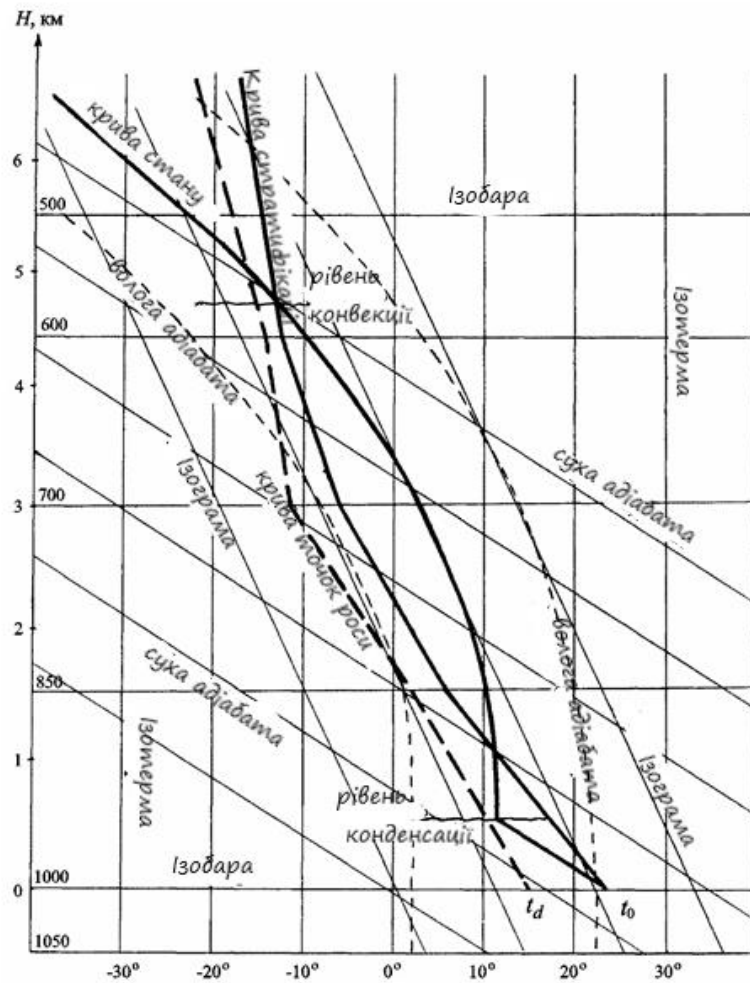
Мал. 1.6. Визначення висоти рівня конденсації (АК - суха адіабата, ВК - ізограма)

**Крива стану** характеризує зміну температури в повітрі яке піднімається. Вона проводиться чорною лінією. Побудова кривої стану починається з визначення рівня конденсації (мал. 1.6). Для цього на ізобарі, яка відповідає тиску повітря у землі  $P_0$ , відкладаються спостережувані значення температури повітря у землі  $t^0$  (точка А) і точки роси  $t_d$  (точка В). Від точки А піднімаємося вгору по сухій адіабаті (або паралельно їй, якщо адіабата не проходить через точку А) до зустрічі з ізограмою, що проходить через точку В. Місце перетину адіабати з ізограмою (точка К) і є рівнем конденсації  $h_k$ .

Крива стану дає уявлення про зміну температури при адіабатичному підйомі повітря. Ця зміна до моменту насичення відбувається по сухій адіабаті, а потім по вологій. Тому до рівня конденсації крива стану збігається з сухою адіабатою, а вище рівня конденсації - з вологою адіабатою (мал. 1.7).

При наявності радіаційної інверсії або ізотермії побудову кривої стану слід починати від верхнього рівня цього шару.

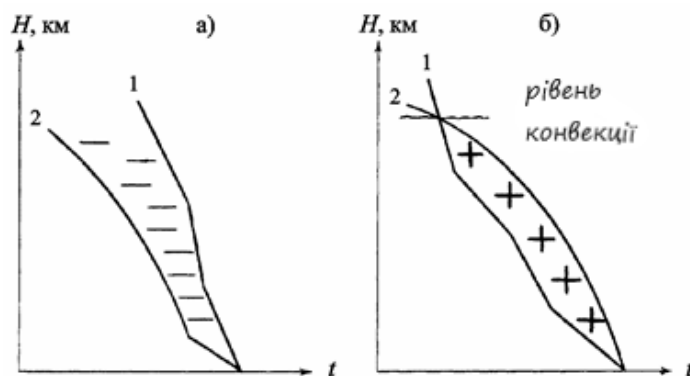




Мал. 1.7. Побудова кривих стратифікації, точок роси і стану

**Виділення площі позитивної і негативної енергії нестійкості.** Енергія нестійкості - це потенційна енергія атмосфери, яка визначається розподілом температури повітря з висотою. Від її наявності і величини залежить характер вертикальної стійкості атмосфери. Енергія нестійкості позитивна, якщо повітря може самостійно підніматися вгору (нестійка рівновага). Енергія нестійкості негативна, якщо повітря піднімається вгору тільки при отриманні енергії ззовні (стійка рівновага). Позитивна енергія нестійкості переходить в кінетичну енергію вертикальних рухів повітря. За її величиною судять про можливість виникнення злив, гроз та граду.

Рівноважний стан атмосфери можна визначити за допомогою аерологічної діаграми, на якій будують криву стратифікації і криву стану. Якщо крива стану розташовується правіше кривої стратифікації - енергія нестійкості позитивна і стан атмосфери нестійкий. Якщо крива стану розташовується лівіше кривої стратифікації - енергія нестійкості негативна і стан атмосфери стійкий (мал. 1.8).



Мал. 1.8. Стійка (а) і нестійка (б) рівновага повітря:  
1 - крива стратифікації; 2 - крива стану

На аерологічній діаграмі площа між кривою стану і кривою стратифікації в разі позитивної енергії нестійкості зафарбовується червоним кольором, при негативній - синім кольором. Чим більша ця площа, тим більше нестійкість або стійкість атмосфери. Якщо в нижньому шарі атмосфери є нестійкий стан, а вище стійкий, вертикальні рухи повітря будуть розвиватися лише в нижньому нестійкому шарі.

**Визначення рівня конвекції.** Як відомо, рівнем конвекції називається висота, до якої може поширюватися висхідний повітряний потік. За цей рівень на АД приймається точка перетину кривих стратифікації і стану (мал. 1.7).

**Аналіз і прогноз умов розвитку конвективної хмарності, злив, гроз, бовтанки.** Відомо, що потужно-купчасті і купчасто-дощові хмари створюють найбільш небезпечні умови для польотів. Якщо повітряна маса від вихідного рівня і до великих висот стратифікована нестійко (енергія нестійкості позитивна), то слід очікувати розвитку купчасто-дощових або грозових хмар. При цьому необхідно, щоб вершина розташовувалася вище ізотерми -  $25^{\circ}\text{C}$ . Нижня основа цих хмар розташовується поблизу рівня конденсації, верхня межа - на висоті рівня конвекції. Чим вище рівень конвекції, тим потужніше по вертикалі хмарність та тим імовірніше розвиток купчасто-дощових (грозових) хмар, з якими пов'язані грози, зливи, бовтанка і обмерзання повітряних суден. Якщо ж енергія нестійкості негативна і займає велику площу, то розвитку купчасто-дощової хмарності очікувати не слід.

Для розвитку хмарності велике значення має вміст вологи повітря, про яку можна судити по взаємному розташуванню кривих точок роси і стратифікації. Чим ближче вони один до одного, тим різниця між температурою повітря і точкою роси, тобто дефіцит точки роси, менше і утворення хмар ймовірніше; чим далі один від одного, тим повітря сухіше і менше ймовірність утворення хмар. Для нижньої половини тропосфери (до 5 км) при наявності

хмар дефіцит точки роси не перевищує  $2^{\circ}\text{C}$ , а у верхній половині тропосфери дефіцит точки роси може бути  $3...4^{\circ}\text{C}$ .

**Оцінка можливого обмерзання повітряних суден.** Для цього необхідно проаналізувати температуру повітря в хмарах і опадах, з огляду на наступні положення:

- а) сильне обмерзання спостерігається при температурах  $0^{\circ}\text{C} \dots -10^{\circ}\text{C}$ ;
- б) помірне обмерзання спостерігається при температурах  $-11^{\circ}\text{C} \dots -20^{\circ}\text{C}$ ;
- в) слабе обмерзання спостерігається при температурі  $-21^{\circ}\text{C} \dots -30^{\circ}\text{C}$ .

**Визначення шарів інверсії і ізотермії.** Ці шари визначаються по нахилу кривої стратифікації. Якщо спостерігається зростання температури з висотою (крива стратифікації перетинає ізотерми зліва направо), то зазначається шар інверсії ( $g < 0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ). Якщо ж температура повітря з висотою не змінюється (крива стратифікації паралельна ізотермам), то зазначається шар ізотермії ( $g = 0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ). Шари інверсії і ізотермії є затримуючими шарами. Вони гасять вертикальні руху повітря і перешкоджають переносу різних рідких і твердих частинок, наявних в атмосфері (хмарних елементів, пилу, ядер конденсації і т.д.), в більш високі шари.

**Визначення положення тропопаузи, її висоти, температури і тиску.** Тропопауза визначається по нахилу кривої стратифікації. Вона знаходиться на висотах, де відзначається найнижча температура повітря. Значення температури, тиску і висоти відраховуються у відповідних ізотерм і ізобар.

### 3. Вплив вертикальних рухів повітря на роботу авіації

Вертикальні руху повітря можуть надавати безпосередній вплив на ПС у польоті і, крім того, викликати явища погоди, небезпечні для польотів або які їх ускладнюють.

При польоті в повітряній масі, де спостерігаються сильно розвинені вертикальні потоки, ПС відчуває бовтанку і кидки, які ускладнюють пілотування і виснажливо діючі на екіпаж і пасажирів.

Вертикальні потоки повітря великого масштабу можуть викликати великі, що не залежать від льотчика вертикальні переміщення ПС іноді на кілька тисяч метрів вгору або вниз. Це буває особливо небезпечним при польотах на висотах, близьких до практичної стелі ПС, де висхідний потік може підняти ПС на висоту, що значно перевищує його стелю, або при польотах в гірських районах на підвітрений стороні хребта, де нисхідний повітряний потік може стати причиною зіткнення ПС із землею.

Вертикальні руху повітря призводять до утворення небезпечних для польотів купчасто-дощових хмар, що супроводжуються грозовими явищами, шквалистими вітрами, зливовими опадами, а іноді і великим градом. Висхідні

руху повітря створюють на атмосферних фронтах (розділах між повітряними масами) потужні хмарні утворення і великі зони опадів. При польотах в таких хмарах влітку можна зустріти грозові осередки, взимку зони, де може статися обмерзання ПС, тобто відкладення льоду на його поверхні, гвинтах і вхідних пристроях двигуна.