

УДК 551.5,528.3

ВИЗНАЧЕННЯ АДІАБАТИЧНОГО ГРАДІЄНТА ТЕМПЕРАТУРИ У ЗЕМНІЙ АТМОСФЕРІ

© Джуман Б.М., 1999

ДУ “Львівська політехніка”

Впервые получена формула для вычисления вертикального адиабатического градиента температуры во влажном ненасыщенном воздухе земной атмосферы. Показано, что теоретическое значение величины адиабатического градиента во влажном ненасыщенном воздухе атмосферы может уменьшаться в 4 раза по сравнению со значением величины сухоадиабатического градиента.

The formula for calculation of the vertical isentropic gradient of temperature in humid non-saturated air of terrestrial atmosphere for the first time is obtained. It is shown, that the theoretical value of the isentropic gradient in the humid non-saturated air of atmosphere can decrease in 4 times on a comparison with the isentropic value gradient in the dry air.

Адіабатичний градієнт температури характеризує стан нейтральної температурної стратифікації шарів повітря у земній атмосфері і є однією з основних констант для теоретичних залежностей в наукових напрямках з розповсюдження електромагнітних хвиль в турбулентній атмосфері, рефрактометрії, термодинаміці, аналізу термодинамічного стану атмосфери, прогнозу погоди тощо. Як відомо, значення величини адиабатичного градієнта для сухого повітря дорівнює 0,0098 град/м., таке ж значення градієнта приймають і в розрахунках для вологого ненасиченого повітря атмосфери [7, 9, 10].

Але, як показано в роботах [1, 2], адіабатичний градієнт температури, визначений геодезичним методом при вимірюванні зенітних віддалей в періоди спокійних зображень при наявності вітру (нейтральна температурна стратифікація), змінюється залежно від зміни температури і вологості. Крім того, теоретичні дослідження з рефракції [3, 4, 8] показують пряму залежність кута рефракції від градієнтів температури і вологості.

Для визначення величин адіабатичного градієнта температури в повітрі земної атмосфери, виводимо формулу на основі закону збереження енергії [7]:

$$dq = du_c + du_n + dw, \quad (1)$$

де q – кількість теплоти; u_c, u_n – внутрішня енергія для сухого повітря і водяної пари; dw – робота розширення газів.

Сухе і вологе ненасичене повітря можна вважати ідеальними газами. Тому

$$u_c = C_{v_c} \cdot T + const; \quad u_n = C_{v_n} \cdot T = const, \quad (2)$$

де $C_{v_c}; C_{v_n}$ – питома теплоємність при постійному об'ємі для сухого повітря і водяної пари; T – температура повітря.

Для суміші сухого повітря і водяної пари:

$$u = u_c + u_n = C \cdot v_c \cdot (1 - S)T + C \cdot v_n \cdot S \cdot T + const, \quad (3)$$

де S – питома вологість.

$$S = \frac{0.622e}{P - 0.378e}, \quad (4)$$

де P – атмосферний тиск суміші (гПа); e – вологість (гПа).

Підставляючи (4) в (3), після диференціювання отримаємо:

$$du = \left[C_{v_c} + (C_{v_n} - C_{v_c}) \cdot \frac{0.622e}{P - 0.378e} \right] dT + 0.622(C_{v_n} - C_{v_c})T \cdot \frac{Pde - edP}{(P - 0.378e)^2}. \quad (5)$$

Знаходимо третій член правої частини (1):

$$dw = APdv, \quad (6)$$

де A – тепловий еквівалент роботи; dv – приріст об'єму.

Диференціюючи рівняння вологого повітря $Pv = R_c \cdot T(1 + 0.608S)$, одержуємо:

$$Pdv + vdP = R_c \cdot (1 + 0.608S)dT + 0.608R_c T dS. \quad (7)$$

Підставимо в (7) $dS = \frac{0.622 \cdot (Pde - edP)}{(P - 0.378e)^2}$, а також, сумуючи отриманий результат з

(5), після простих перетворень, маємо:

$$Pdv = \left(1 + \frac{0.378e}{P - 0.378e} \right) \cdot R_c dT + \frac{0.378(Pde - edP)}{(P - 0.378e)^2} \cdot R_c T - vdP. \quad (8)$$

На основі (6) і (8) та враховуючи, що $AR_c = C_{p_n} - C_{p_c}$:

$$dw = \left[\left(1 + \frac{0.378e}{P - 0.378e} \right) dT + \frac{0.378(Pde - edP)}{(P - 0.378e)^2} \cdot T \right] \cdot (C_{PC} - C_{VC}) - AvdP. \quad (9)$$

Підставляючи (9) і (5) в (1) і замінюючи при цьому диференціали метеорологічних елементів на їх вертикальні градієнти, а також, підставляючи значення питомих теплоємностей $C_{PC} = 1.006$, $C_{VC} = 0.718$, $C_{PI} = 1.912$, $C_{VI} = 1.450$ [5], отримаємо:

$$\frac{dq}{dh} = \frac{P + 0.183e}{P - 0.378e} \frac{dT}{dh} + \frac{0.561TP}{(P - 0.378e)^2} \frac{de}{dh} - \left[\frac{0.561Te}{(P - 0.378e)^2} + \frac{Av}{C_{PC}} \right] \frac{dP}{dh}. \quad (10)$$

Приймаючи до уваги, що при адіабатичному процесі $dq = 0$ і замінюючи $\frac{dP}{dh} = -g\rho$, маємо:

$$\frac{P + 0.183e}{P - 0.378e} \frac{dT}{dh} = -\frac{Aq}{C_{PC}} - \frac{0.561eP}{(P - 0.378e)^2} \gamma_A - \frac{0.561TP}{(P - 0.378e)^2} \frac{de}{dh}, \quad (11)$$

де $\gamma_A = 0.0342$ (градієнт автоконвекції) град/м.

Після незначних спрощень записуємо:

$$-\frac{dT}{dh} \left(1 + \frac{0.56e}{P} \right) = \gamma_a + \frac{0.56e}{P} \cdot \gamma_A + \frac{0.56T}{P} \frac{de}{dh}, \quad (12)$$

де $\frac{dT}{dh}$ град/м – вертикальний градієнт температури; $\frac{de}{dh}$ гПа/м – вертикальний градієнт вологості.

З формули (12) бачимо, що значення величини адіабатичного градієнта температури у вологому повітрі залежить від метеорологічних елементів і найбільш суттєвим в приземному шарі є вплив градієнта вологості, а в стратосфері – градієнт вологості і значення величини атмосферного тиску.

Необхідно також зауважити, що значення градієнтів вологості, особливо в приземному триметровому шарі повітря, можуть сягати $\approx \pm 0.2$ гПа/м і більше [11] і в таких аномальних випадках спричинюватись до зміни адіабатичного градієнта на $\approx \pm 0.03$ град/м.

На основі (12) виводимо формулу для визначення адіабатичного градієнта у вологому ненасиченому повітрі атмосфери.

Як відомо, у випадку фазового переходу вода – водяна пара, рівняння Клапейрона–Клаузіуса має вигляд:

$$\frac{1}{E} \frac{dE}{dh} = \frac{L}{A \cdot R_H \cdot T^2} \frac{dT}{dh}, \quad (13)$$

де E – тиск насиченої водяної пари; L – скрита теплота пароутворення ($L = 597.26 - 0.65t_c^0$); $AR_H = 0,11$ кал/г.

Крім того, на основі рівнянь стану ідеальних газів для водяної пари $e = \rho_e R_H T$ і $E = \rho_E R_H T$, а також рівнянь статки:

$$\frac{de}{dh} = -g\rho_e \text{ та } \frac{dE}{dh} = -g\rho_E, \text{ маємо } \frac{1}{e} \frac{de}{dh} = -\frac{g}{R_n T}, \frac{1}{E} \frac{dE}{dh} = -\frac{g}{R_n T}.$$

Отже, можна записати рівняння [6]:

$$\frac{1}{e} \frac{de}{dh} = \frac{1}{E} \frac{dE}{dh}. \quad (14)$$

Тоді рівняння (13) запишемо у вигляді:

$$\frac{1}{e} \frac{de}{dh} = \frac{L}{A \cdot R_n \cdot T^2} \frac{dT}{dh}. \quad (15)$$

Потрібно зауважити, що рівняння (14) дає для атмосфери приблизні результати [4],

тобто $\frac{1}{e} \frac{de}{dh} \approx \frac{1}{E} \frac{dE}{dh}$. Підставляючи (15) в (12), після простих перетворень, отримуємо формулу для обчислення адиабатичного градієнта температури для вологого ненасиченого повітря у вигляді:

$$-\frac{dT}{dh} = \gamma_a' = \frac{\gamma_a P + 0.56 \gamma_a e}{P + 0.56 e \cdot (1 + L/AR_n T)}. \quad (16)$$

Формула (16) одержана нами вперше і дає можливість визначити адиабатичний градієнт температури у вологому ненасиченому повітрі атмосфери при значенні вологості e в діапазоні від 0 до E гПа для різних висот над поверхнею землі.

За формулою (16) розраховані значення величини γ_a' у вологому ненасиченому повітрі для діапазону температур від -80°C до $+80^\circ \text{C}$ при значеннях $e = E/2$ гПа і $e = E$ гПа і $P = 1000$ гПа, а також при значеннях $e = E$ і $P = 100$ гПа і 10 гПа.

Дані розрахунків подано у табл. 1.

Таблиця 1

Значення γ_a' град/100м

Н, км	P, гПа	Температура $t^\circ \text{C}$										
		-80	-60	-40	-20	-10	0	10	20	40	60	80
$e = E/2$												
0	1000	0,98	0,98	0,98	0,97	0,96	0,95	0,93	0,89	0,76	0,62	0,48
$e = E$												
0	1000	0,98	0,98	0,98	0,96	0,96	0,93	0,88	0,82	0,65	0,48	0,35
$e = E$												
16	100	0,98	0,98	0,96	0,88	0,78	0,64	0,51	0,41	0,29	0,25	0,23
$e = E$												
30	10	0,98	0,96	0,78	0,47	0,34	0,26	0,24	0,20	0,20	0,20	0,22

З табл. 1 видно, що для від'ємних значень температури адиабатичні градієнти дорівнюють або наближені до значень суходіабатичних градієнтів. Для додатних температур адиабатичні градієнти зменшуються залежно від збільшення температури

повітря, а також від зменшення тиску (висоти H). Значення γ_a' можуть у декілька разів (2–4 рази) зменшуватись порівняно з γ_a .

Для визначення адиабатичного градієнта температури у вологому повітрі запишемо [7]:

$$\gamma_a'' = \gamma_a' + \frac{L}{C_p} \frac{dS}{dh}, \quad (17)$$

де C_p – теплоємність повітря при постійному тиску ($C_p = 0,24$ кал/г.град).

Диференціюючи (4) по висоті і підставляючи в (17), після деяких перетворень, одержуємо формулу для адиабатичного градієнта у насиченому повітрі:

$$\gamma_a'' = \frac{AR_{\Pi}T \cdot (\gamma_{a(E)}' C_p T P + 0.622 \gamma_A L E)}{C_p AR_{\Pi} T^2 P + 0.622 L^2 E}, \quad (18)$$

де $\gamma_{a(E)}'$ – адиабатичний градієнт температури, визначений за формулою (16) при значенні вологості насичення E .

За формулою (18) розраховані значення γ_a'' для вологого насиченого повітря. Ці дані наведені у табл.2.

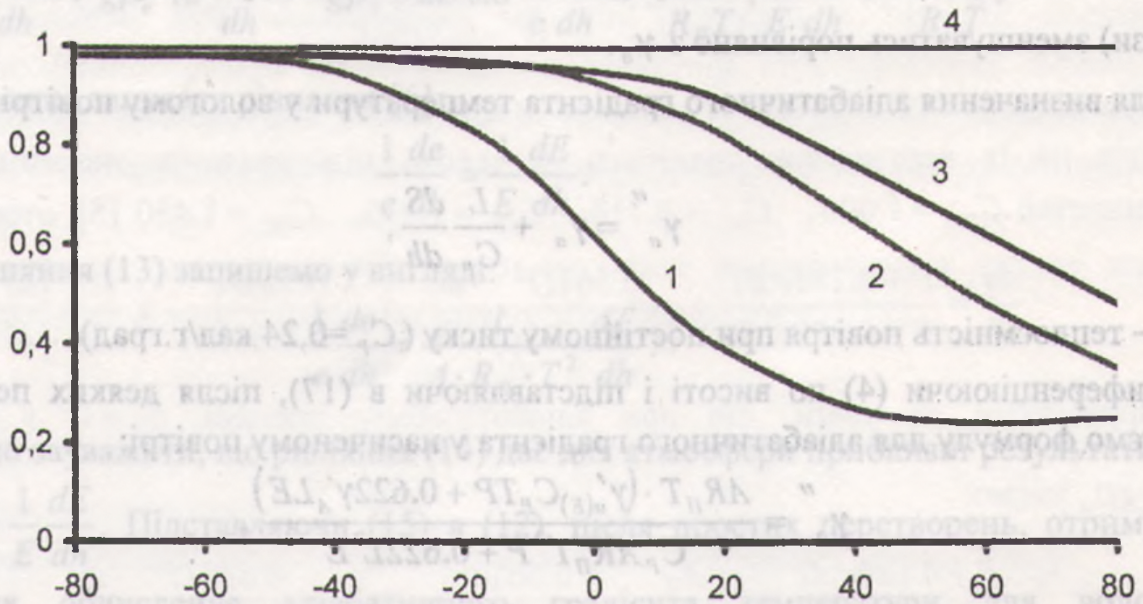
Таблиця 2

Значення γ_a'' град/100м

Н, км	Р, гПа	Температура $t^{\circ}\text{C}$										
		-80	-60	-40	-20	-10	0	10	20	40	60	80
Дані роботи [10]												
0	1000	0,98	0,98	0,95	0,85	0,76	0,66	0,53	0,44	0,32	0,27	0,27
Обчислені за формулою (18)												
0	1000	0,98	0,98	0,95	0,84	0,75	0,62	0,49	0,39	0,27	0,24	0,25
16	100	0,98	0,94	0,77	0,45	0,34	0,27	0,23	0,22	0,21	0,23	0,24
30	10	0,96	0,71	0,34	0,20	0,19	0,18	0,19	0,19	0,21	0,22	0,24

У першому рядку табл.2 представлені дані з роботи [10], а в усіх інших – розраховані за формулою (18). З одержаних результатів розрахунків видно, що значення градієнтів, отриманих за формулою (18), відрізняються приблизно на 10% в діапазоні температур 0° – 60°C від значень роботи [10]. Значення γ_a'' зменшуються залежно від зміни температури і тиску приблизно у 4–5 разів порівняно з γ_a .

Порівняння даних таблиць 1 і 2 показано на рисунку.



Значення γ_a , γ_a' , γ_a'' при $P = 1000$ гПа: 1) – насичена (перехід пара–вода);
2) – ненасичена ($e \approx E$); 3) – ненасичена ($e = E/2$); 4) – сухоадіабата

На рисунку показано поступовий перехід від сухої адіабати 4 до ненасиченої 2 при $e \approx E$ і далі до насичення, перенасичення і переходу пара–вода –пароутворення 1. Отже, характер зміни адіабатичного градієнта залежно від температури і тиску однаковий як для насиченого, так і для ненасиченого повітря земної атмосфери. У вологому ненасиченому повітрі адіабатичний градієнт температури змінюється залежно від значень метеорологічних елементів і особливо від вертикального градієнта вологості. Вперше отримані формули для визначення теоретичних значень вертикальних адіабатичних градієнтів температури у вологому ненасиченому повітрі і уточнена формула для обчислення адіабатичного градієнта насиченого повітря атмосфери. Значення величин γ_a' можуть зменшуватись \approx у 2–4 рази, а γ_a'' до 5 разів порівняно із значеннями сухоадіабатичного градієнта γ_a .

1. Джуман Б.М. О точности измерения зенитных расстояний в периоды спокойных изображений // Геодезия, картография и аэрофотосъемка. 1966. № 4. С.1-8.
2. Джуман Б.М. Влияние рефракции на точность геодезического нивелирования в периоды спокойных изображений. Автореф. ... канд. техн. наук., 1970. с.21.
3. Джуман Б.М. Теория вертикальной рефракции при нейтральной температурной стратификации // Геодезия, картография и аэрофотосъемка. 1988. № 47. С.86-91.
4. Джуман Б.М. Методы учета вертикальной рефракции в геодезических измерениях. Автореф. ... докт. техн. наук. 1990, с.31.
5. Джуман Б.М. Адиабатический градиент температуры во влажном ненасыщенном воздухе // Геодезия, картография и аэрофотосъемка. 1990. № 51. С.36-39.
6. Джуман Б.М. Мат. міжнар. симп. Львів-Ряшів, 1998. С.55-60.
7. Матвеев А.Т. Физика атмосферы. Л., 1986.
8. Островский А.Л., Джуман Б.М., Заблоц-

кий Ф.Д., Кравцов Н.И. Учет атмосферных влияний на астрономо-геодезические измерения. М., 1990. 9. Сивухин А.В. Общій курс физики. Т. II. М., 1990. 10. Тверской П.Н. Курс метеорологии. Л., 1962. 11. Щербань М.И. Мікрокліматологія. К., 1985.