

## Роль турбулентних потоків тепла граничного шару атмосфери у формуванні радіаційних туманів

Олег Грушевський<sup>1</sup>

к. геогр. н., доцент, начальник кафедри військової підготовки,

<sup>1</sup> Одеський національний університет імені І. І. Мечникова, Одеса, Україна,

e-mail: [ogrush@ukr.net](mailto:ogrush@ukr.net), <https://orcid.org/0000-0003-4396-5905>;

Наталія Міщенко<sup>1</sup>

к. геогр. н., ст. викладач кафедри метеорології і кліматології,

e-mail: [minatami@ukr.net](mailto:minatami@ukr.net), <https://orcid.org/0000-0002-1152-0103>;

Анатолій Яцишен<sup>1</sup>

викладач кафедри військової підготовки,

e-mail: [yatanatoli@gmail.com](mailto:yatanatoli@gmail.com), <https://orcid.org/0009-0008-0878-503X>

У статті пропонується підхід до прогнозування еволюції радіаційних туманів через визначення турбулентних потоків тепла у шарі туманоутворення. З використанням даних радіозондування атмосфери збільшеної часової дискретності на ст. Lindenberg, сформована база випадків радіаційного туману. На підставі одержаної повторюваності різних типів стратифікації граничного шару атмосфери визначено, що утворення радіаційних туманів супроводжується формуванням приземного затримуючого шару, верхня межа якого коливається у межах від 200 до 800 м. Спосіб розрахунку коефіцієнта турбулентності, який проводився у межах затримуючого шару атмосфери, обраний з урахуванням особливостей температурної стратифікації граничного шару атмосфери і особливостей вертикального профілю вітру при утворенні радіаційних туманів. Одержані значення коефіцієнту турбулентності, осереднені для кожного з обраних для розрахунку шарів, свідчать, що їх максимальні значення спостерігаються в період формування затримуючого шару і туману. Розрахунок величини турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери упродовж періоду еволюції туману свідчить, що зміна їх значень у шарі 0-200 м і шарах 200-400 та 400-900 м знаходяться у протифазі. Максимальні значення турбулентних потоків тепла у шарі 400-900 м припадають на строк 00 СГЧ і коливаються у межах від 0,13 до 0,15 кВт/м<sup>2</sup>, у той час коли їх мінімальні значення ( $Q_T = 0,02$  кВт/м<sup>2</sup>) спостерігаються за 06 СГЧ на рівні 200 м. Розрахунок часової еволюції теплового балансу підстильної поверхні і граничного шару атмосфери, як різниці між турбулентними потоками тепла і ефективним випромінюванням підстильної поверхні, ідентифікував фізичні механізми трансформації температурної стратифікації граничного шару атмосфери і, водночас, показав доцільність використання цієї величини у якості пре-диктора для прогнозу часу утворення і розсіяння радіаційних туманів.

**Ключові слова:** радіаційний туман, граничний шар, інверсія температури, еволюція, вертикальна потужність, коефіцієнт турбулентності, турбулентний потік тепла.

**Як цитувати:** Грушевський Олег. Роль турбулентних потоків тепла граничного шару атмосфери у формуванні радіаційних туманів / Олег Грушевський, Наталія Міщенко, Анатолій Яцишен // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія», 2024. – Вип. 61. – С. 156-165. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2024-61-13>

**In cites:** Hrushevskiy Oleh, Mishchenko Natalia, Yatsyshen Anatoli (2024). The role of turbulent heat flows of the atmospheric boundary layer in the formation of radiation fogs. Visnyk of V. N. Karazin Kharkiv National University, series "Geology. Geography. Ecology", (61), 156-165. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2024-61-13> [in Ukrainian]

**Постановка проблеми** та її зв'язок з важливими науковими та практичними завданнями. В умовах широкомасштабної агресії російської федерації на територію України метеорологічна підтримка дій військ (сил) набула особливого значення. Фактор впливу погодних умов на ефективність ведення бойових дій має вагомий вплив на їх значення для усіх видів Збройних Сил України.

У холодну пору року дії Сухопутних військ суттєво залежать від інтенсивності опадів, видимості, швидкості вітру, прохідності ґрунтів тощо.

Останні події на фронті засвідчили, що інтенсивність атак малими групами при веденні штурмових дій майже не залежить від погодних умов, проте вони чинять вагомий вплив на їх тактику і ефективність. Це, насамперед, зумовлюється обмеженістю застосування FPV-дронів

для ведення аеророзвідки у тактичній глибині при значних швидкостях вітру і наявності обледеніння у хмарах. Інтенсивні опади, зменшуючи прохідність ґрунту, обмежують пересування колісної техніки і ускладнюють штурмові дії піхоти і логістичне забезпечення військ. Прихованість маневрів тактичних груп збільшується в умовах погіршеної видимості, оскільки таке явище як туман не дозволяє вести аеророзвідку і суттєво знижує ефективність застосування тепловізорів.

Зниження температури до від'ємних значень впливає на дальність стрільби артилерії, зменшуючи її на 1 км через підмерзання пороху у гаубицях. Крім цього, з настанням морозів зменшується маневреність артилерії, оскільки у промерзлому ґрунті, наприклад, важче проводити

підкопування гармати.

Варто окремо зупинитися на впливі погодних умов на діяльність авіації і безпілотних літальних апаратів. Якщо вплив хмарності і видимості на дії армійської і тактичної авіації досить відомий, то на дальність польоту і точність далекобійних БПЛА суттєво впливає перехід температури в бік від'ємних значень, через можливість їх подальшого обледеніння.

Оснащення іранських дронів типу Shahed бензиновими двигунами нівелює вплив температури, проте в умовах сильного вітру на висотах їх застосування обмежується. Натомість, для більшості дронів (FPV, «мавіки») на полі бою від'ємні температури є чинником, який може удвічі пришвидшувати розряджання їх літєвих батарей.

Ефективність роботи розвідувальних дронів у простих метеорологічних умовах дозволяє вести спостереження у секторі 25 квадратних кілометрів, а низька хмарність і обмежена видимість знижують цей показник до 5 разів, що є критично важливим для роботи далекобійної артилерії типу M777 та САУ Caesar. Наявність снігового покриву збільшує контрастність цілей, що сприяє їх ефективному виявленню і ураженню.

Усе вищезазначене дозволяє зробити висновок, що погодні умови можуть як ускладнювати, так і полегшувати ведення бойових дій, суттєво впливати на тактику і ефективність застосування підрозділів, озброєння і військової техніки. При однаковості дії погоди на обидві сторони, на перший план виходить точність врахування її впливу на той чи інший вид ведення бойових дій і розробка правильних рекомендацій стосовно врахування наявних чинників.

Як зазначалося, у низці випадків вагоме значення має прихованість маневру військ в умовах ведення противником безперервної аеророзвідки. Така прихованість може досягатися в умовах суттєво обмеженої видимості, яка зумовлюється утворенням туманів. Їх прогноз як в локальних умовах, так і на значних територіях залежить від багатьох чинників, які не завжди враховуються чисельними моделями. Саме тому, будь-яке покращення прогностичних методик для прогнозу усіх видів туману має вагоме значення, яке істотно збільшується в умовах ведення бойових дій.

**Актуальність дослідження** впливає з необхідності розвитку нових ефективних підходів до прогнозування туману на локальному рівні, з використанням предикторів високої інформативності, доступними у оперативній практиці з подальшою інтеграцією одержаних методик до спеціалізованих платформ.

Крім вже опрацьованих предикторів (синоптична ситуація, хмарність, вітер, вологість) на

утворення і еволюцію радіаційних туманів впливають турбулентні потоки тепла і вологи у граничному шарі атмосфери, які є порівняно маловивченим проте вагомим чинником підвищення ефективності їх прогнозування.

#### **Аналіз останніх досліджень і публікацій.**

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Прогноз утворення радіаційних туманів, як правило, полягає у порівнянні мінімальної температури повітря з температурою туманоутворення. Якщо прогноз першої величини добре опрацьований, то труднощі прогнозу другої пов'язані, насамперед, з необхідністю визначення додаткового зниження температури (після досягнення нею значення температури точки роси приблизно у момент заходу Сонця), необхідного для конденсації певної кількості води у одиниці об'єму повітря, яке й забезпечить досягнення критеріального значення горизонтальної видимості.

Це додаткове зниження, як випливає з робіт [1,2,3], залежить від багатьох факторів – турбулентного переносу тепла й вологи, наявності або відсутності їх адвекції, а також процесів конденсації і випаровування з підстильної поверхні. Методики врахування усіх цих чинників висвітлені, наприклад, у [4,5]. Набагато менше уваги приділено аналізу особливостей температурної стратифікації граничного шару атмосфери на утворення туманів, хоча вони є дієвим механізмом формування у ньому турбулентного перенесення тепла й вологи.

Спроби врахування впливу температурно-вологісної стратифікації граничного шару атмосфери на температуру туманоутворення висвітлені у роботах Сандерса [12], які, з одного боку, не дають відповіді на питання щодо динаміки розвитку процесу туманоутворення, а з іншого – прив'язані до строків радіозондування атмосфери, що, безумовно, дещо не узгоджується з фізикою процесу і знижує ефективність застосування прогнозу у практичній діяльності.

Процес охолодження повітря, який є необхідною умовою утворення туману, відбувається у граничному шарі завдяки турбулентному перемішуванню у вертикальній площині, кількісним виразом якого є коефіцієнт турбулентності. Турбулентний потік тепла, який розраховується за формулою

$$Q_T = c_p \rho k \left( \frac{\partial T}{\partial z} - \gamma_a \right), \quad (1)$$

де  $c_p = 1,03$  Дж/кг·К – питома теплоємність повітря при сталому тиску;

$\rho = 1,3$  кг/м<sup>3</sup> – густина повітря;  $k$  – коефіцієнт турбулентності, м<sup>2</sup>/с;

$\frac{\partial T}{\partial z}$  – вертикальний градієнт температури повітря, °С/м;

$\gamma_a = 0,0098^\circ\text{C}/\text{м}$  – сухоадіабатичний градієнт температури;

через співвідношення з величиною ефективного випромінювання підстильної поверхні впливає на тип стратифікації граничного шару. Рівність величин турбулентного потоку і ефективного випромінювання означатиме утворення рівноважних умов (ізотермія), за умови  $E_0 > c_p \cdot \rho \cdot k \cdot \gamma_a$  (2) спостерігатиметься приземна інверсія, а при  $E_0 < c_p \cdot \rho \cdot k \cdot \gamma_a$  (3) – піднесена.

#### **Виділення раніше невіршених проблем.**

Таким чином, вказаний критерій, імовірно, дає змогу здійснювати прогноз еволюції туману, оскільки коливання видимості у ньому пов'язані з вертикальною перебудовою температурно-вологісної стратифікації. До утворення туману і на початку його існування виконується умова (2), що зумовлює утворення приземної інверсії, погіршення видимості біля поверхні землі і, у той же час, зниження величини ефективного випромінювання підстильної поверхні. Після цього випромінюючою поверхнею стає верхня межа шару туману, турбулентний потік тепла спрямовується донизу, приземна інверсія трансформується у піднесену (або взагалі руйнується), видимість біля землі покращується, що є свідченням виконання умови (3).

**Метою** роботи є визначення ролі турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери при утворенні радіаційних туманів та їх впливу на часову еволюцію туманів для оцінки використання їх характеристик у якості прогностичного критерію.

**Основний матеріал** дослідження та пояснення наукових результатів. Для проведення розрахунків накладалося декілька умов на характер вихідних даних. Перш за все, дані про температурну стратифікацію граничного шару атмосфери повинні були мати максимальну часову дискретність. Залучення прогностичних даних з 3-годинним розділенням вважалося недоцільним, оскільки точність прогнозування параметрів температурних інверсій у граничному шарі атмосфери наразі є недостатньою. Тому, як найінформативніші, залучалися дані температурно-вітрового зондування з 6-годинною дискретністю і паралельним проведенням наземних метеоспостережень на станції Lindenberg (3732) з координатами  $52^\circ 12' 14''$  пн.ш.,  $14^\circ 06' 42''$  сх.д.

До відбору випадків туману, у якості головних, висувалися вимоги їх утворення у внутрішньомасових умовах (однорідність поля температури), час утворення після заходу Сонця (наявність радіаційного чинника), тривалості явища не менше 3 годин (усталеність процесу). Для підвищення об'єктивності результатів, перевага надавалася випадкам туманів, які утворилися

після 00 СГЧ, з метою одержання можливості діагностування передумов їх виникнення. Дані зондування, які залучалися для розрахунків, знаходилися у послідовності 18, 00, 06 та 12 СГЧ, тобто діагностиці підлягали умови від заходу Сонця (збільшення ролі радіаційного чинника) до повного прогрівання підстильної поверхні (мінімізація впливу радіаційного чинника).

Прогностична цінність формули (1) полягає у тому, що три величини, які входять до неї, є відносно сталими, а прогностичні значення температури у граничному шарі атмосфери досить ефективно визначаються наявними чисельними моделями.

Для з'ясування типів стратифікації нижньої частини ГША у дні з наявністю туману одержана гістограма їх повторюваності (рис. 1).

Для цього усі види стратифікації були розділені на 5 типів – піднесена та приземна інверсії ( $\gamma \leq -0,3^\circ\text{C}/100$  м), піднесена та приземна ізотермії ( $-0,3 < \gamma \leq 0,0^\circ\text{C}/100$  м) і зниження температури з висотою ( $\gamma \geq 0,3^\circ\text{C}/100$  м). За кожен строк зондування (18, 00, 06 та 12 СГЧ) визначався тип стратифікації і розраховувалася його повторюваність від загальної кількості випадків.

Аналіз гістограми свідчить, що піднесені інверсія та ізотермія або не спостерігалися при утворенні туманів, або їх повторюваність є незначною (4,8%) незалежно від строку зондування. Для зручності розрахунків випадки наявності інверсій та ізотермії узагальнено як випадки наявності затримуючого шару біля поверхні землі. У цьому разі, для строку 00 СГЧ повторюваність приземного затримуючого шару становить 76,2%, а для строку 06 СГЧ – 95,3%. Таким чином, характерною ознакою періоду з 00 до 06 СГЧ у дні з утворенням туману є наявність приземного затримуючого шару, що цілком узгоджується з загальними уявленнями про метеорологічні умови утворення радіаційних туманів.

Натомість, зниження температури з висотою у шарі туманоутворення відзначається у строки 18 СГЧ (66,7%) та 12 СГЧ (71,4%), що демонструє внесок радіаційного чинника у процес туманоутворення.

Отже, від моменту заходу Сонця і до його сходу, у випадках утворення радіаційних туманів, відбувається перебудова стратифікації граничного шару атмосфери (наприклад, рис. 2), часова структура якої визначає еволюцію самого туману.

Процес перенесення водяної пари, тепло- і вологообмін підстильної поверхні з атмосферою та між її шарами зумовлюється, насамперед, величиною коефіцієнта турбулентності, з розрахунком якого виникають певні нюанси, які зумовлюються його варіативністю залежно від висоти

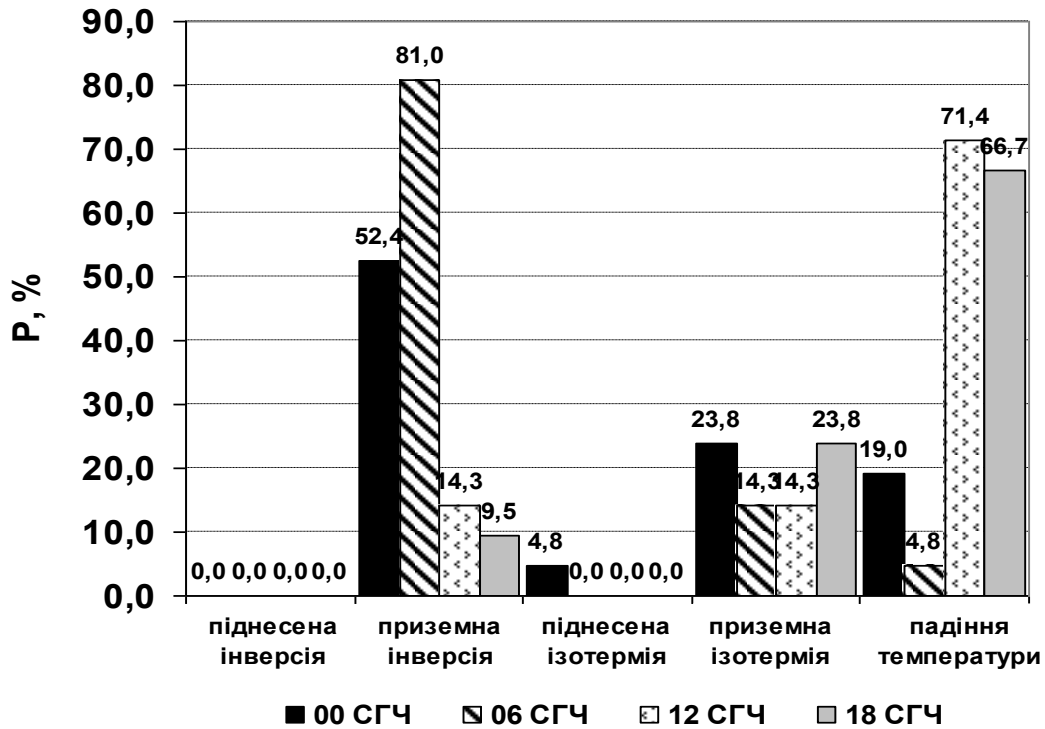


Рис. 1. Повторюваність типів стратифікації нижньої частини ГША у дні з утворенням радіаційного туману на ст. Lindenberg (3732) / Fig. 1. The recurrence of stratification types in the lower part of the GHA on days with radiation fog formation at station Lindenberg (3732)

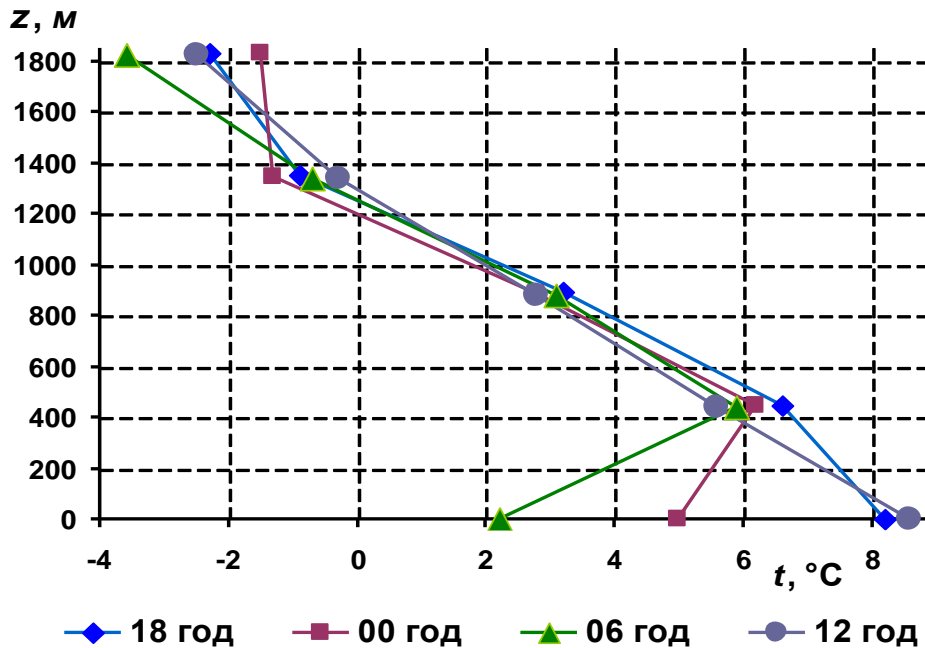


Рис. 2. Приклад часової трансформації температурної стратифікації у граничному шарі атмосфери при утворенні радіаційного туману (ст. Lindenberg, 12-13.10.2020) / Fig. 2. An example of temporal transformation of temperature stratification in the atmospheric boundary layer during radiation fog formation (station Lindenberg, October 12-13, 2020)

та типу стратифікації атмосфери. Наприклад, припущення про лінійність його зміни до висоти 200 м порушується при наявності інверсій, що неможливо ігнорувати для випадків туманів. Розрахунок з урахуванням вертикальних градієнтів швидкості вітру наштовхується на їх малу

величину у туманах та помилки вимірювання у граничному шарі, що позначається на точності розрахунків і, внаслідок цього, на трактовці результатів.

Розрахунок коефіцієнта турбулентності може здійснюватися за декількома схемами, проте

кожна з них матиме певні обмеження, що пояснюється відмінністю розподілу температури і швидкості вітру у граничному шарі атмосфери при утворенні і еволюції туманів від тих законів їх розподілу (логарифмічний, степений, експоненційний, універсальний тощо), які застосовуються для апроксимації вертикальних профілів метеовеличин при визначенні схеми для розрахунку турбулентних вертикальних потоків різних субстанцій [19,20]. Це досить суттєвим чином позначається на кількісних значеннях величини турбулентного обміну.

У якості варіанту для розрахунку коефіцієнта турбулентності набула поширення формула Лайхтмана

$$\bar{k} = 3,2u_g^2 \frac{\theta_0 \cdot 10^{-6}}{\gamma_a - \gamma} \sin \phi, \quad (4)$$

де  $u_g$  – складова швидкості геострофічного вітру;

$\theta_0$  – потенціальна температура біля поверхні землі;

$\phi$  – широта місця.

З іншого боку, для розрахунку коефіцієнта турбулентності в умовах утворення радіаційних туманів доцільнішою для використання виглядає так звана 4-а формула Лайхтмана [10], яка одержана у припущенні незмінності температурних градієнтів з висотою

$$k = \frac{2l(lg e)^2}{\left(\frac{d \lg[(u_g - u)^2 + v^2]}{dz}\right)^2}, \quad (5)$$

де  $l = 2\omega \cdot \sin \phi$  – параметр Коріоліса;

$u, v$  – зональна і меридіональна складові швидкості вітру.

Або ж, у разі графічної побудови залежності за значеннями знаменника по вісі  $X$  і значеннями висоти по вісі  $Y$ , формула (5) набуде виду

$$k = \frac{2l(lg e)^2}{ctg^2 \alpha}, \quad (6)$$

де  $\alpha$  – кут нахилу прямої апроксимації.

Додатковою перевагою саме цієї формули є її адаптованість для однорідних повітряних мас (рух стаціонарний, траєкторії частинок мають незначну кривизну, баричний градієнт з висотою не змінюється), що цілком задовольняє синоптичним і метеорологічним умовам утворення радіаційних туманів.

Далі постає необхідність визначення товщини шару, у якому необхідно розраховувати значення коефіцієнта турбулентності. У одному з підходів [10,11,18] пропонується використовувати значення висоти граничного шару атмосфери, одержане шляхом його розрахунку за допомогою формули

$$H_0 = u_g \sqrt{\frac{\pi \theta_0}{g \gamma_a - \gamma}}$$

Результати розрахунків для ст. Lindenberg свідчать, що одержані значення при утворенні радіаційних туманів коливаються у межах 200 м і узгоджуються, наприклад, з кліматологічними характеристиками верхньої межі шару радіаційних туманів над територією України [2].

Варто звернути увагу на те, що утворення радіаційних туманів супроводжується наявністю приземного затримуючого шару, що зумовлює доцільність визначення характеристик турбулентності у його межах. Використання у аналогічних розрахунках значення товщини граничного шару атмосфери виглядає доцільнішим для випадків адвективних туманів, для яких є очевидним утворення піднесених інверсій [13,14,15].

Оперуючи даними радіозондування збільшеної дискретності, розглянемо повторюваність висот верхньої межі приземної інверсії при утворенні туману (рис. 3) для строків 00 та 06 СГЧ.

Аналіз гістограми показує, що приземні інверсії, у разі утворення радіаційного туману, охоплюють шар від 200 до 800-1000 м, при цьому від строку 00 СГЧ до строку 06 СГЧ спостерігається «розбухання» шару інверсії, яке, імовірно, зумовлює аналогічний процес у тумані.

Автори [6,7,8,9] пропонують у якості товщини шару туману використовувати висоту нижньої межі інверсії або ж її поєднання зі значеннями відносної вологості повітря  $f > 90\%$ . Проте, як зазначалося, такий підхід не узгоджується з кліматологією інверсій при утворенні радіаційних туманів і може зумовити похибки у значеннях коефіцієнту турбулентності.

Якщо вважати, що верхня межа шару туману не перевищує висоту верхньої межі інверсії, розрахунок коефіцієнта турбулентності доцільно провести, як мінімум, у межах цих значень.

Зауважимо, що при виборі алгоритму розрахунку коефіцієнта турбулентності між (5) та (6), крім наведених вище аргументів, необхідно враховувати, що використання формули (5) нівелює у (1) вплив вертикального розподілу температури, поєднання впливу якого зі швидкістю вітру створює ту ступінь турбулентності, яка потрібна для поширення туману по вертикалі [16, 17].

Результати розрахунку коефіцієнта турбулентності для відібраних випадків туману, наведені у табл. 1, показують, що турбулентний обмін майже відсутній у шарі інверсії. Його величина поступово зростає зі збільшенням вертикальної потужності шару, що пояснюється наближенням швидкості вітру до геострофічних значень і, відповідно, зростанням різниці  $u_g - u$ .

Зауважимо, що середні значення  $k$  у шарах

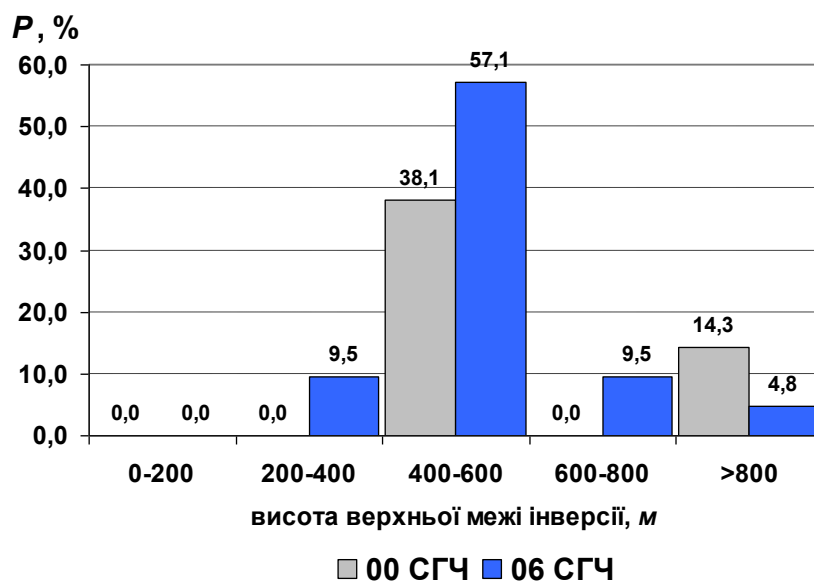


Рис. 3. Повторюваність градацій верхньої межі приземних інверсій для випадків радіаційного туману на ст. Lindenberg за 00 та 06 СГЧ /

Fig. 3. The recurrence of the upper boundary grades of surface inversions for cases of radiation fog at station Lindenberg at 00:00 and 06:00 UTC

200-1000 та 200-1500 м майже не відрізняються, що дозволяє зробити висновок про слабкий між-рівневий обмін у всьому ГША при формуванні туману. Іншою характерною рисою є те, що максимальні значення  $k$  спостерігаються від 00 до 06 СГЧ, тобто, як впливає з рис. 1, у період форму-

вання затримуючого шару.

Таким чином, турбулентні потоки тепла і вологи, необхідні для утворення туману, є найбільшими у шарах вище 200 м (табл. 2) при формуванні затримуючого шару і туману, ніж при їх деградації.

Таблиця 1 / Table 1

Значення коефіцієнта турбулентності  $k$ ,  $\text{m}^2/\text{s}$ , розраховані за (5) для шарів різної товщини у дні з туманами на ст. Lindenberg /  
The value of the turbulence coefficient  $k$ ,  $\text{m}^2/\text{s}$ , calculated according to (5) for layers of different thicknesses on foggy days at St. Lindenberg

Години СГЧ	Товщина шару, м				
	200-700	200-800	200-900	200-1000	200-1500
18	0,08	0,06	0,85	1,80	2,11
00	0,09	0,03	2,29	2,70	3,92
06	0,15	0,14	2,46	2,64	2,34
12	0,01	0,03	0,71	1,08	1,59
$k_{\text{сєр}}$	0,08	0,06	1,58	2,05	2,49

Таблиця 2 / Table 2

Осереднені значення турбулентних потоків тепла  $Q_t$ ,  $\text{kW}/\text{m}^2$ , у ГША при наявності туманів на ст. Lindenberg /

The average values of turbulent heat flows  $Q_t$ ,  $\text{kW}/\text{m}^2$ , in the GHA in the presence of fog at st. Lindenberg

Товщина шару, м	години СГЧ			
	18	00	06	12
0-200	0,07	0,06	0,02	0,06
200-400	0,09	0,13	0,10	0,08
400-900	0,09	0,15	0,11	0,08

З аналізу рис. 4 випливає, що у момент заходу Сонця спостерігається приблизна рівність

значень турбулентних потоків тепла на всіх рівнях ГША. Для періоду утворення приземного

затримуючого шару (з 18 до 00 СГЧ) є характерним збільшення турбулентних потоків тепла з його верхніх шарів – чим вище розташований шар, тим інтенсивніше відбувається теплопередача. У той же час у приземному шарі 0-200 м відбувається зменшення інтенсивності турбулентних потоків тепла через формування над ним затримуючого шару. Після досягнення максимальних значень, в період з 00 СГЧ до 06 СГЧ,

спостерігається зменшення інтенсивності теплопередачі, при цьому приземний шар майже не віддає тепло у вище розташовані шари – інтенсивність інверсії починає зменшуватися.

Після сходу Сонця (з 06 до 12 СГЧ) інтенсивність турбулентних потоків тепла у приземному шарі стрімко збільшується, а у вище розташованих продовжує падати, що є ознакою руйнування приземного затримуючого шару і розсіяння туману.

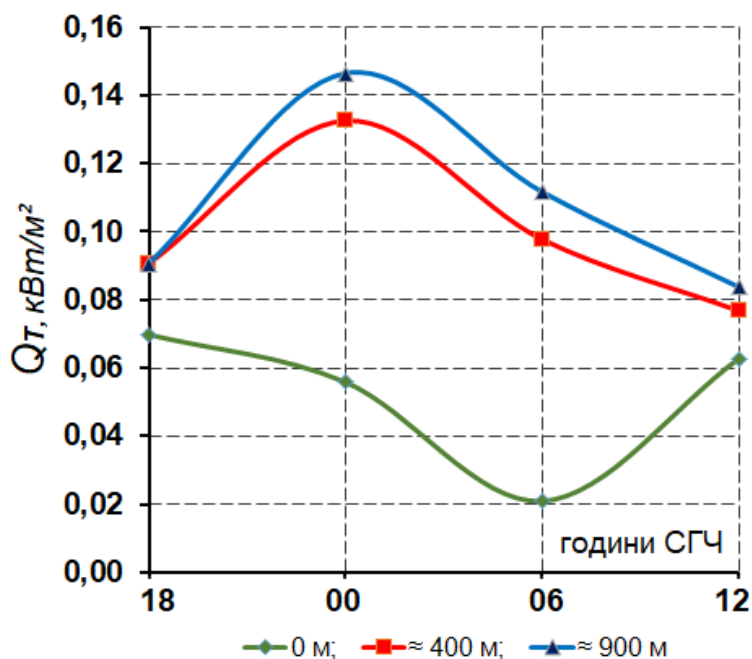


Рис. 4. Часова еволюція осереднених турбулентних потоків тепла ( $Q_T$ , кВт/м<sup>2</sup>) у ГША в радіаційних туманах на ст. Lindenberg /

Fig. 4. The temporal evolution of averaged turbulent heat fluxes ( $Q_T$ , kW/m<sup>2</sup>) in the atmospheric boundary layer during radiation fogs at station Lindenberg

Дослідження часової структури теплового балансу ГША (різниця між величиною турбулентних потоків тепла  $Q_T$  і ефективним випромінюванням підстильної поверхні  $E_0$ ) показує, що період формування туману супроводжується інтенсивним охолодженням підстильної поверхні, яке триває до другої половини ночі. Натомість у шарі формування інверсії, до цього ж періоду, спостерігається перевищення турбулентних потоків тепла над ефективним випромінюванням, що створює умови для формування радіаційної інверсії.

Вирівнювання значень на визначених рівнях вказує на час зміни напрямку потоків тепла і трансформації інверсії з її подальшою руйнацією, що зумовлює розсіяння туману. Таким чином, визначення цього часу, а також величина різниці між значеннями Турбулентного потоку тепла і ефективним випромінюванням підстильної поверхні може використовуватися у якості предиктора для прогнозу часу розсіяння туману.

**Висновки** з дослідження та перспективи подальших розвідок:

1) утворення і подальша еволюція радіаційних туманів тісно пов'язані з наявністю приземного затримуючого шару (інверсії або ізотермії), який спостерігається у 76,2% випадків у 00 СГЧ та 95,3% випадків у 06 СГЧ, період до утворення туману характеризується відсутністю приземного затримуючого шару, а процес розсіювання – його руйнуванням;

2) вибір процедури розрахунку коефіцієнта турбулентності для випадків туману повинен враховувати особливості сприятливих для їх утворення синоптичних ситуацій та температурної стратифікації у ГША;

3) визначення коефіцієнта турбулентності для випадків утворення радіаційного туману доцільно проводити для шару, товщина якого охоплює весь приземний затримуючий шар (за винятком приземного шару), критерієм визначення його верхньої межі пропонується брати осереднені значення верхньої межі затримуючих шарів при наявності радіаційних туманів;

4) інтенсивність турбулентних потоків тепла у тумані визначається розподілом у ньому ко-

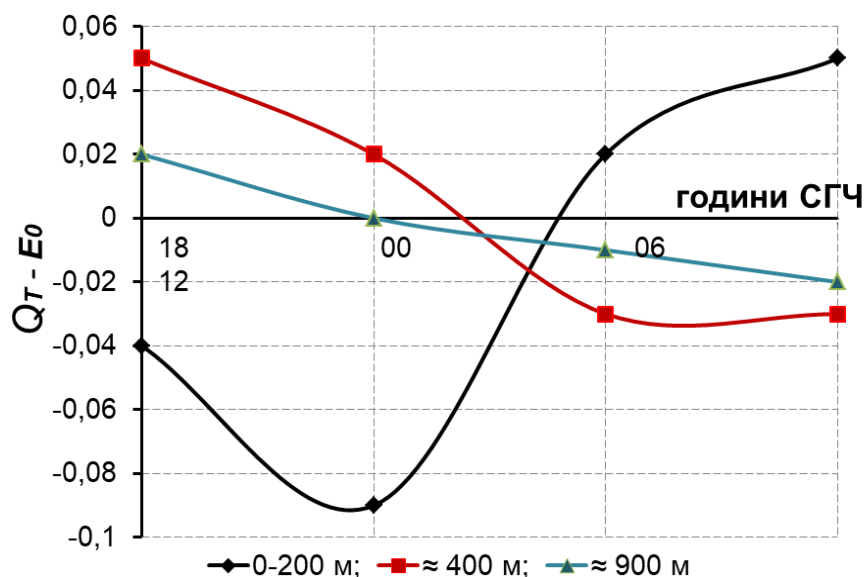


Рис. 5. Часові зміни різниці між турбулентним потоком тепла  $Q_T$ , кВт/м<sup>2</sup> і ефективним випромінюванням підстильної поверхні  $E_0$ , кВт/м<sup>2</sup> біля поверхні землі і у ГША /

Fig. 5. Temporal changes in the difference between the turbulent heat flow  $Q_T$  (kW/m<sup>2</sup>) and the effective radiation of the subsoil surface  $E_0$  (kW/m<sup>2</sup>) near the surface of the earth and in the atmospheric boundary layer (GHA)

ефіцієнта турбулентності, значення якого сягають пікових значень в період максимальної інтенсивності інверсії поблизу її верхньої межі;

5) періоди до початку утворення туману і після його розсіювання характеризуються приблизною рівністю значень турбулентних потоків тепла в усьому ГША, при утворенні туману відбувається зменшення теплопередачі від приземного шару та її інтенсивне збільшення з верхніх шарів затримуючого шару;

б) процес деградації затримуючого шару і

зменшення інтенсивності туману супроводжується збільшенням значень турбулентних потоків тепла від приземного шару і зменшенням від верхніх шарів ГША;

7) вирівнювання значень теплового балансу підстильної поверхні і на вищих рівнях у ГША є ознакою трансформації приземної інверсії і подальшого розсіювання туману і, відповідно, може використовуватися як прогностичний алгоритм за умови задовільного прогнозу температурної стратифікації у ГША.

#### Список використаної літератури

1. Грушевський О., Міщенко Н. Прогноз низької хмарності і туманів. Навчальний посібник. – ОДЖУ, електронна версія, 2023. – 128 с.
2. Ефимов В.А., Грушевський О.Н. О роли подстилающей поверхности в формировании атмосферных мезомасштабных процессов над северным Причерноморьем // Вісник Одеського національного університету ім. Мечникова, 2007. – т. 12. – Вип. 8 – С. 80-85.
3. Кошеленко І.В. Тумани // Труды УкрНИГМИ. – 1977. – Вып.155. – 215 с.
4. Dejmál, K., Repal, V. Implementation of methods for the radiation fog prediction. – International Journal of Energy and Environment. – 2010. – Vol. 4, No. 3. – P. 79-87. ISSN. 1109-9577.
5. D. Y. Liu, W. L. Yan, S. J. Yang, M. J. Pu, Z. H. Li Niu A study of the physical processes of an advection fog boundary layer / Boundary Layer Meteorology. 2016. Vol. 158. 1. Pp. 125-138.
6. Liu M., Yan W. L., Zhang B. Analysis on persistence and intensification mechanism of fog and haze in Jiangsu in January 2013. Meteorological Monthly, vol. 40. 2014, P. 835-843.
7. Roach, W.T., Back to basics: Fog: Part 2 - The formation and dissipation of land fog. Weather, 1995: 50, P. 7-11.
8. Stolaki S., Haeffelin M., Lac J.-C. C. Influence of aerosols on the life cycle of a radiation fog event. A numerical and observational study. Atmospheric Research. 2015, vol. 151, P. 146–161.
9. Li Z. H., Liu D. Y., Yang J. The microphysical processes and macroscopic conditions of the radiation fog droplet spectrum broadening. Chinese Journal of Atmospheric Sciences. 2011, vol. 35. P. 41–54.
10. Лайхтман Д.Л. Некоторые свойства пограничного слоя атмосферы. Труды ГГО, вып. 56, 1956.
11. Gultepe, I., Tardif, R., Michaelides, S., Cermak, J., Bott, A., Bendix, J., Muller, M.D., Pagowski, M., Hansen, B., Ellrod, G., Jacobs, W., Toth, G. and Cober, S.G. Fog research: a review of past achievements and future perspectives. Pure and Applied Geophysics 2007, 164(6-7), 1121–1159. <https://doi.org/10.1007/s00024-007-0211-x>



12. Saunders, W.E., 1950: A method of forecasting the temperature of fog formation. *Meteorological Society*, 1950. – 76, 2403-2413.
13. Thierry B., Renaud L. On the predictability of radiation fog formation in a mesoscale model: a case study in heterogeneous terrain. *Atmosphere*. 2019. Vol. 10. 165 p. <https://doi.org/10.3390/atmos10040165>
14. Price J.D. Radiation fog. Part I. Observations of stability and drop size distributions. *Boundary Layer Meteorology*. 2011. Pp. 167–191. <https://www.proquest.com/docview/859504087> (Accessed: 24 May 2022).
15. Ismail Gultepe, *Fog and Boundary Layer Clouds: Fog Visibility and Forecasting*, 2012, pp.1121-1159.
16. Lang, H.; Qin, K.; Yuan, L.; Xiao, X.; Hu, Y.; Rao, L.; Wang, L. Particle size distributions and aerosol optical properties during haze–fog episodes in the winter of Xuzhou. *China Environ. Sci.* 2016, 36, 2260–2269.
17. Yang, Y.; Gao, S. The Impact of Turbulent Diffusion Driven by Fog-Top Cooling on Sea Fog Development. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2020. <https://doi.org/10.1029/2019JD031562>
18. Niu, S., C. Lu, H. Yu, L. Zhao, J. Lu. Fog research in China: an overview. *Adv Atmos Sci* 2010, 27(3), 639 – 662. <https://doi.org/10.1007/s00376-009-8174-8>
19. Lakra K, Avishek K. A review on factors influencing fog formation, classification, forecasting, detection and impacts. *Rend Lincei Sci Fis Nat.* 2022;33(2):319-353. Epub 2022 Mar 14. PMID: 35309246; PMCID: PMC8918085. <https://doi.org/10.1007/s12210-022-01060-1>
20. Stolaki, S., Pytharoulis, I. and Karacostas, T. A study of fog characteristics using a coupled WRF–COBEL model over Thessaloniki airport, Greece. *Pure and Applied Geophysics* 2012, 169(5-6), 961–981. <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0393-0>

**Внесок авторів:** всі автори зробили рівний внесок у цю роботу

**Конфлікт інтересів:** автори повідомляють про відсутність конфлікту інтересів

## The role of turbulent heat flows of the atmospheric boundary layer in the formation of radiation fogs

*Oleh Hrushevskiy*<sup>1</sup>

PhD (Geography), Associate Professor, Head of the Department of Military Training,  
<sup>1</sup>I. I. Mechnikov Odesa National University, Odesa, Ukraine;

*Natalia Mishchenko*<sup>1</sup>

PhD (Geography), Senior Lecturer at the Department of Meteorology and Climatology;  
*Anatolii Yatsyshen*<sup>1</sup>

Lecturer at the Department of Military Training

**Introduction.** The article presents an approach to forecasting the evolution of radiation fog by determining the turbulent heat fluxes in the fog formation layer. Utilizing high temporal resolution data from atmospheric radio sondes at Lindenberg station, a database of radiation fog cases has been established. Based on the frequency of different types of stratification of the atmospheric boundary layer, it has been found that the formation of radiation fog is associated with the development of a near-surface inversion layer, where the upper boundary fluctuates between 200 and 800 meters.

**The aim of the study.** The purpose of the work is to determine the role of turbulent heat flows in the boundary layer of the atmosphere in the formation of radiation fogs and their influence on the temporal evolution of fogs in order to evaluate the use of their characteristics as a prognostic criterion.

**Relevance of the research.** Stems from the need to develop new effective approaches to fog forecasting at the local level, using highly informative predictors available in operational practice with further integration of the resulting techniques into specialized platforms. In addition to the already worked out predictors (synoptic situation, cloudiness, wind, humidity), the formation and evolution of radiation fogs are influenced by turbulent flows of heat and moisture in the boundary layer of the atmosphere, which are a relatively little-studied but important factor in improving the effectiveness of their forecasting

**Analysis of recent research and publications.** The forecast for the formation of radiation fog typically involves comparing the minimum air temperature with the temperature needed for fog formation. While the forecast for the former is generally well-developed, challenges in predicting the latter primarily stem from the need to determine the additional decrease in temperature (after it reaches the dew point temperature around sunset) that is necessary for the condensation of a specific amount of water per unit volume of air, which will ensure that the critical value of horizontal visibility is achieved.

**Highlighting previously unsolved problems.** Thus, the specified criterion likely enables the forecasting of fog evolution, as visibility fluctuations within it are associated with the vertical restructuring of temperature-humidity stratification. Prior to the formation of fog and at the beginning of its existence, condition (2) is satisfied, leading to the development of a surface inversion, a deterioration of visibility near the ground, and, at the same time, a reduction in the effective radiation of the underlying surface.

**Results and discussion.** The choice of the procedure for calculating the turbulence coefficient for fog cases should consider the characteristics of the synoptic situations favorable for their formation and the temperature stratification in the atmospheric boundary layer. Determining the turbulence coefficient for cases of radiation fog formation should ideally be conducted for a layer whose thickness encompasses the entire near-surface stabilizing layer (excluding the surface layer). The criterion for determining its upper boundary is proposed to be the averaged values of the upper limits of the stabilizing layers in the presence of radiation fogs.

**Keywords:** radiation fog, boundary layer, temperature inversion, evolution, vertical power, turbulence coefficient, turbulent heat flux.

### References

1. Hrushevsky O., Mishchenko O.N. (2023). Forecast of low cloudiness and fog. Study guide. ODEkU, electronic version, 128. [in Ukrainian]
2. Efimov V.A., Grushevsky O.N. (2007). On the role of the underlying surface in the formation of atmospheric mesoscale processes over the northern Black Sea region. *Bulletin of the Odessa National University. Mechnikova*, 12 (8), 80-85.
3. Koshelenko I.V. (1977). *Fogs Proceedings. UkrNIGMI*, 155–215.
4. Dejmál, K., Repal, V. (2010). Implementation of methods for the radiation fog prediction. – *International Journal of Energy and Environment*, 4(3), 79-87.
5. D. Y. Liu, W. L. Yan, S. J. Yang, M. J. Pu, Z. H. Li Niu A. (2016). Study of the physical processes of an advection fog boundary layer. *Boundary Layer Meteorology*, 158 (1), 125-138.
6. Liu M., Yan W. L., Zhang B. (2014). Analysis on persistence and intensification mechanism of fog and haze in Jiangsu in January. *Meteorological Monthly*, 40, 835-843.
7. Roach, W.T., Back to basics: (1995). Fog. The formation and dissipation of land fog. *Weather*, 2(50), 7-11.
8. Stolaki S., Haeffelin M., Lac J.-C. C. (2015). Influence of aerosols on the life cycle of a radiation fog event. A numerical and observational study. *Atmospheric Research*, 151, 146–161.
9. Li Z. H., Liu D. Y., Yang J. (2011). The microphysical processes and macroscopic conditions of the radiation fog droplet spectrum broadening. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 35, 41–54.
10. Leichtman D.L. (1956) Some properties of the atmospheric boundary layer. *Proceedings of GGO*, 56.
11. Gultepe, I., Tardif, R., Michaelides, S., Cermak, J., Bott, A., Bendix, J., Muller, M.D., Pagowski, M., Hansen, B., Ellrod, G., Jacobs, W., Toth, G. and Cober, S.G. (2007). Fog research: a review of past achievements and future perspectives. *Pure and Applied Geophysics*. 164(6-7), 1121–1159. <https://doi.org/10.1007/s00024-007-0211-x>
12. Saunders, W.E., (1950). A method of forecasting the temperature of fog formation. *Meteorological Society*, 76, 2403-2413.
13. Thierry B., Renaud L. (2019). On the predictability of radiation fog formation in a mesoscale model: a case study in heterogeneous terrain. *Atmosphere*, 10, 165. <https://doi.org/10.3390/atmos10040165>
14. Price J.D. (2011). Radiation fog. Part I. Observations of stability and drop size distributions. *Boundary Layer Meteorology*, 167–191. <https://www.proquest.com/docview/859504087>
15. Ismail Gultepe. (2012). Fog and Boundary Layer Clouds: Fog Visibility and Forecasting, 1121-1159.
16. Lang, H.; Qin, K.; Yuan, L.; Xiao, X.; Hu, Y.; Rao, L.; Wang, L. (2016) Particle size distributions and aerosol optical properties during haze–fog episodes in the winter of Xuzhou. *China Environ*, 36, 2260–2269.
17. Yang, Y.; Gao, S. (2020). The Impact of Turbulent Diffusion Driven by Fog-Top Cooling on Sea Fog Development. *J. Geophys. Res. Atmos.* <https://doi.org/10.1029/2019JD031562>
18. Niu, S., C. Lu, H. Yu, L. Zhao, J. Lu. (2010). Fog research in China: an overview. *Adv Atmos Sci*, 27(3), 639 – 662. <https://doi.org/10.1007/s00376-009-8174-8>
19. Lakra K, Avishek K. A. (2022). Review on factors influencing fog formation, classification, forecasting, detection and impacts. *Rend Lincei Sci Fis Nat.*, 33(2), 319-353. <https://doi.org/10.1007/s12210-022-01060-1>
20. Stolaki, S., Pytharoulis, I. and Karacostas, T. A. (2012). Study of fog characteristics using a coupled WRF–COBEL model over Thessaloniki airport, Greece. *Pure and Applied Geophysics.*, 169(5-6), 961–981. <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0393-0>

**Authors Contribution:** All authors have contributed equally to this work

**Conflict of Interest:** The authors declare no conflict of interest

Received 9 October 2024

Accepted 18 November 2024