

УДК 551.5

Яцишен А.О., Міщенко Н.М., Грушевський О.М.

*Одеський національний університет ім. І.І. Мечникова, м. Одеса, Україна*

## **ВПЛИВ ТУРБУЛЕНТНИХ ПОТОКІВ ТЕПЛА У ГРАНИЧНОМУ ШАРІ АТМОСФЕРИ НА ЕВОЛЮЦІЮ РАДІАЦІЙНИХ ТУМАНІВ**

Актуальність прогнозу туману завжди є високою через вплив цього явища на широкий спектр галузей народного господарства. Широкомасштабна агресія російської федерації на територію України додала ще один її аспект – вплив на ефективність ведення сучасних бойових дій. Тумани є суттєвим чинником, який потребує врахування при веденні повітряної

розвідки і нанесенні ударів безпілотними літальними апаратами, дальності виявлення противника тепловізорами, прихованому маневрі військ тощо.

Оскільки радіаційним туманам характерна властивість вагомого внеску локальних процесів, що впливають на їх утворення та еволюцію, то і їх проноз має базуватися на характеристиках, які можуть бути діагностовані з необхідною точністю і часовою дискретністю у окремо взятій точці простору.

Величина радіаційного зниження температури, необхідна для утворення туману, залежить від багатьох факторів – турбулентного переносу тепла й вологи, наявності або відсутності їх адвекції, а також процесів конденсації і випаровування з підстильної поверхні.

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

$$Q_T = c_p \rho k (\gamma - \gamma_a), \quad (1)$$

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;

$\gamma$  – вертикальний градієнт температури повітря, °С/м;

$\gamma_a = 0,0098$  °С/м – сухоадіабатичний градієнт температури;

через співвідношення з величиною ефективного випромінювання підстильної поверхні визначає 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.

Таким чином, вказаний критерій 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 вниз, приземна інверсія трансформується у піднесену (або взагалі руйнується), видимість біля землі покращується, що є свідченням виконання умови (3).

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. Певні ускладнення виникають з розрахунком коефіцієнта турбулентності, які зумовлюються його варіативністю залежно від висоти та типу стратифікації атмосфери.

Для врахування типу стратифікації при виборі алгоритму розрахунку коефіцієнта турбулентності усі її види для випадку туманів були розділені на 5 типів – піднесена та приземна інверсії ( $\gamma \leq -0,3$  °С/100 м), піднесена та приземна ізотермії ( $-0,3 < \gamma \leq 0,0$  °С/100 м) і падіння температури з висотою ( $\gamma \geq 0,3$  °С/100 м). За кожен строк зондування (18, 00, 06 та 12 СГЧ) визначався тип стратифікації і розраховувалася його повторюваність від загальної кількості випадків. Аналіз одержаних результатів показує, що піднесені інверсія та ізотермія або не спостерігалися при утворенні туманів, або їх повторюваність є незначною (4,8%) незалежно від строку зондування. Для строку 00 СГЧ повторюваність приземного затримуючого шару становить 76,2%, а для строку 06 СГЧ – 95,3%.

для розрахунку коефіцієнта турбулентності в умовах утворення радіаційних туманів доцільною для використання виглядає так звана 4-а формула Лайхтмана, яка одержана у припущенні незмінності температурних градієнтів з висотою

$$k = \frac{2l(\lg e)^2}{\left( \frac{d \lg [(u_g - u)^2 + v^2]}{dz} \right)^2}, \quad (4)$$

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

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

Результати розрахунку коефіцієнта турбулентності для відібраних випадків туману, 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  $u_g - u$ . Характерною рисою є те, що максимальні значення  $k$  спостерігаються від 00 до 06 СГЧ, тобто, у період формування затримуючого шару. З аналізу рис. 1 видно, що у момент заходу Сонця спостерігається приблизна рівність значень турбулентних потоків тепла на всіх рівнях ГША. Для періоду утворення приземного затримуючого шару (18-00 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.

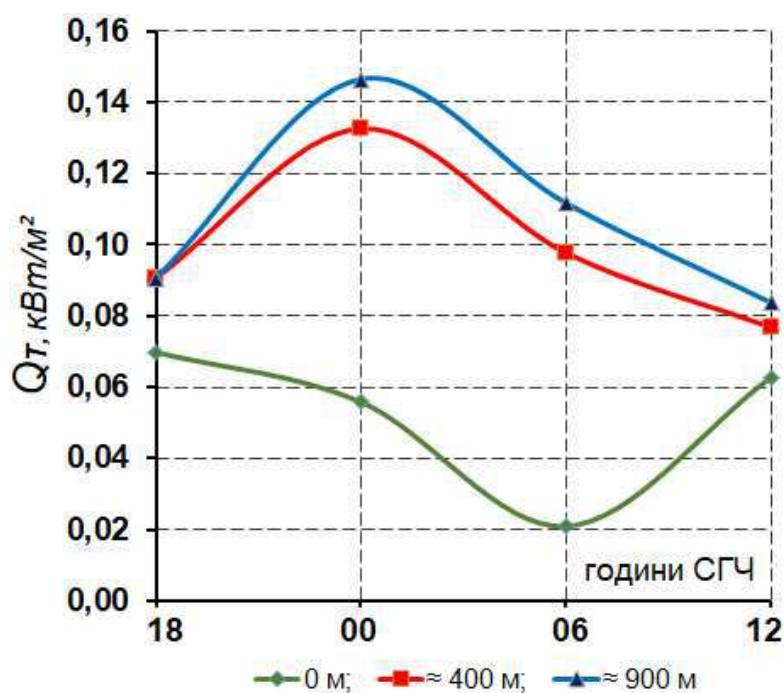


Рис. Часова еволюція осереднених турбулентних потоків тепла ( $Q_t$ , кВт/м<sup>2</sup>) у ГША в радіаційних туманах

Таким чином, інтенсивність турбулентних потоків тепла у тумані визначається розподілом у ньому коефіцієнта турбулентності, пікові значення якого спостерігаються при максимальній інтенсивності інверсії поблизу її верхньої межі. Періоди до початку утворення туману і після його розсіювання характеризуються приблизною рівністю значень турбулентних потоків тепла у всьому ГША. При утворенні туману відбувається зменшення теплопередачі від приземного шару та її інтенсивне збільшення з верхніх шарів затримуючого шару.

Процес деградації затримуючого шару і зменшення інтенсивності туману супроводжується збільшенням значень турбулентних потоків тепла від

приземного шару і зменшенням від верхніх шарів граничного шару атмосфери. Вирівнювання значень турбулентних потоків тепла у ГША є ознакою розсіювання туману і, відповідно, може використовуватися як прогностичний алгоритм за умови задовільного прогнозу температурної стратифікації у ГША.