

УДК 614.8+519.6

О. А. Тарасенко, д.т.н., с.н.с., зав. каф. (ORCID 0000-0002-1313-1072)
О. В. Метельов, к.т.н., доцент, нач. фак. (ORCID 0000-0002-9594-464X)
С. В. Говаленков, к.т.н., доцент, доц. каф. (ORCID 0000-0001-5610-814X)
М. В. Максименко, слухач магістратури (ORCID 0000-0002-1888-4815)
Національний університет цивільного захисту України, Харків, Україна

УТОЧНЕННЯ І ВЕРИФІКАЦІЯ МАТЕМАТИЧНОЇ МОДЕЛІ ШВИДКОСТІ ПРИЗЕМНОГО ВІТРУ

В роботі запропоновано процедуру коректної інтерполяції для компонент швидкості вітру, обчислених в вузлах ортогональної решітки, яка в приземному шарі дискретно апроксимує поверхню рельєфу. Неврахування континуального характеру поверхні призводить до нефізичного результату саме в приземному шарі – швидкість вітру може виявитися ненульовою навіть під поверхнею рельєфу і лінії струму швидкості теж занурюються під неї, що також суперечить умові прилипання. З врахуванням того, що на динаміку параметрів ряду надзвичайних ситуацій впливає саме швидкість приземного вітру, необхідно виправити цей недолік. Проведено розрахунки векторного поля швидкості приземного вітру над поверхнею рельєфу від'ємної форми. Отримано значення компонент швидкості на висоті два метри в вузлах просторової сітки. Проведено верифікацію отриманої моделі шляхом порівняння розрахункових і експериментальних значень швидкості приземного вітру. Особливістю експериментальної перевірки моделі є неможливість кратного відтворення вимірювань в одних і тих же умовах, оскільки швидкість метеорологічного вітру є некерованим вхідним параметром. Знайшли експериментальне підтвердження закономірності, виявлені при комп'ютерному моделюванні локального вітру: значення швидкості локального вітру можуть істотно зменшуватися в низинах і збільшуватися на схилах в порівнянні зі швидкістю метеорологічного вітру; лінії струму приземного вітру паралельні поверхні рельєфу; для рельєфу від'ємної форми з пологими схилами не спостерігається зміни напрямку горизонтальної складової швидкості вітру. Показано, що відносна похибка моделі не перевищує 21% в діапазоні швидкостей вітру $7.1\text{--}13.4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ в точці віддаленій від метеостанції на відстань не більше 4 км. Модель може бути використана при прогнозуванні динаміки областей надзвичайних ситуацій, параметри яких залежать від швидкості вітру.

Ключові слова: швидкість вітру, приземний шар, рельєф місцевості, математична модель, верифікація

1. Вступ

Підвищення ефективності проведення оперативних заходів, спрямованих на локалізацію та ліквідацію областей надзвичайних ситуацій (НС), можливо при підвищенні точності прогнозу динаміки фізичних і геометричних параметрів цих областей. Точність прогнозу, в свою чергу, безпосередньо пов'язана з точністю вхідних параметрів моделей розвитку НС.

Одним з факторів, що визначають динаміку областей ряду надзвичайних ситуацій (природних пожеж, розливів нафтопродуктів на поверхні води, викидів забруднюючих речовин і т.д.), є швидкість вітру. Інформація про вітер, як правило, може бути отримана двома способами – у вигляді метеоданих, які не враховують локальні властивості ландшафтного середовища, де розвивається НС (оскільки відомо [1–3], що мезорельєф, будівлі та рослинність деформують поле швидкості приземного вітру, і в зв'язку з цим, анемометричний (локальний) вітер приповерхневої зони істотно відрізняється від вітру метеорологічного), або у вигляді точкових даних, що одержуються безпосередніми вимірами в ході розвідки. В обох випадках залишається невідомо значення модуля і напрямку швидкості вітру $\vec{V}(x, y, z)$ в кожній точці приземного простору.

Таким чином, існує проблема адекватної інтерполяції даних для отримання фізично обґрунтованої математичної моделі континуального тривимірного векто-

рного поля швидкості вітру безпосередньо над поверхнею рельєфу, яка до того ж пройшла експериментальну верифікацію.

2. Аналіз літературних даних та постановка проблеми

Як допоміжні, моделі впливу рельєфу місцевості на поле повітряних течій представлені в [2–3]. В роботі [2] поле вітру моделюється, виходячи з чисельного рішення рівнянь Нав'є-Стокса, з розпаралелюванням процесу рішення в силу необхідності використання великого числа вузлів криволінійної кінцево-різницевої сітки, що істотно ускладнює (або уповільнює при відсутності розпаралелювання) процес обчислення. В роботі [3] відсутня залежність вертикальної складової швидкості від висоти, що не дозволяє отримати лінії току приземного вітру і побачити реальну картину переміщення повітряних мас.

В роботах [4–6] порівнюється чотири моделі впливу рельєфу місцевості на швидкість вітру. Дані моделі призначені для моделювання вітрових течій на великих площах (на решітці з параметром від 12 до 1.33 км). В той же час, динаміка параметрів НС формується під впливом локальних вітрів і масштаб моделювання повинен бути значно крупнішим. Поверхня рельєфу в даних моделях задається триангуляційно, що призводить до викривлення реальної картини для векторного поля швидкості вітру. В роботі [7, 8] викладено методика експериментальних досліджень швидкості вітру на ландшафті. Частково вказана методика відтворена при отриманні результатів, що в наведені в даній статті. Дані, що отримуються в моделях [9–11], призначені для моделювання погодних умов, їх формат є мало прийнятним для прогнозування параметрів НС. В роботі [12] отримано модель швидкості вітру в приповерхневому шарі атмосфери. Дана модель має недолік – поверхня рельєфу апроксимується растрово, що призводить до хибних значень розрахованої швидкості безпосередньо біля поверхні землі. При розрахунку ліній струму повітря останні можуть занурюватися під поверхню рельєфу, що не є фізичним. Відповідно, спотворюються результати обчислень динаміки просторових параметрів НС.

Таким чином, існуючі моделі або пристосовані для опису поля вітру на великих площах і не враховують особливості мезорельєфу або якщо мезорельєф враховано, то точність моделей є низькою в силу характеру завдання поверхні рельєфу.

3. Мета та завдання дослідження

Метою роботи є отримання уточненої верифікованої математичної моделі швидкості приземного вітру.

Для досягнення поставленої мети необхідно вирішити наступні завдання:

- уточнити процедуру інтерполяції векторного поля швидкості вітру в приземному шарі атмосфери;
- провести верифікацію цієї моделі за допомогою експериментальної перевірки.

4. Уточнення процедури інтерполяції векторного поля швидкості вітру в приземному шарі атмосфери.

В роботі [12] на основі розв'язання системи рівнянь

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{grad } \Phi(x, y, z) = \vec{V}(x, y, z); \\ \text{div } \vec{V}(x, y, z) = 0; \\ \frac{\partial \Phi(x, y, z)}{\partial x} \frac{\partial Z(x, y)}{\partial x} + \frac{\partial \Phi(x, y, z)}{\partial y} \frac{\partial Z(x, y)}{\partial y} - \frac{\partial \Phi(x, y, z)}{\partial z} = 0, \end{array} \right. \quad (1)$$

де $\Phi(x, y, z)$ – потенціал швидкості вітру; $\vec{V}(x, y, z)$ – швидкість вітру; $Z(x, y)$ – рівняння поверхні рельєфу у вигляді [12]; x, y, z – просторові координати, чисельно отримано значення компонент швидкості вітру V_x^{ijk} , V_y^{ijk} и V_z^{ijk} , заданих на ijk -их вузлах регулярної просторової решітки. Значення компонент швидкості вітру у всій просторовій області інтерполювались [12] методом тричі-лінійної сплайн-інтерполяції.

Наведений алгоритм має той недолік, що може призводити до ненульовим значенням горизонтальних компонент швидкості безпосередньо під поверхнею рельєфу, що вносить спотворення в поле вітру. Зокрема, при моделюванні ліній струму, останні можуть йти під поверхню рельєфу. Тому на необхідно внести корективи для інтерполяції в приземному шарі.

В [12] наведено процедуру інтерполяції для довільного паралелепіпеду, що являє собою окрему ijk -тукомірку (де $i=1..I$; $j=1..J$; $k=1..K$ – номери вузлів) просторової решітки (рис. 1) з координатами вершин $A(x_i, y_j, z_k)$; $B(x_{i+1}, y_j, z_k)$; $C(x_i, y_{j+1}, z_k)$; $D(x_{i+1}, y_{j+1}, z_k)$; $E(x_i, y_j, z_{k+1})$; $F(x_{i+1}, y_j, z_{k+1})$; $G(x_i, y_{j+1}, z_{k+1})$; $H(x_{i+1}, y_{j+1}, z_{k+1})$.

У вершинах ijk -ого паралелепіпеду задані значення функції трьох змінних

$$\begin{aligned} f_{ijk}^{ijk} &= f^{ijk}(x_i, y_j, z_k); & f_{i+1jk}^{ijk} &= f^{ijk}(x_{i+1}, y_j, z_k); & f_{ij+1k}^{ijk} &= f^{ijk}(x_i, y_{j+1}, z_k); \\ f_{ijk+1}^{ijk} &= f^{ijk}(x_i, y_j, z_{k+1}); & f_{i+1j+1k}^{ijk} &= f^{ijk}(x_{i+1}, y_{j+1}, z_k); & f_{ij+1k+1}^{ijk} &= f^{ijk}(x_i, y_{j+1}, z_{k+1}); \\ f_{i+1jk+1}^{ijk} &= f^{ijk}(x_{i+1}, y_j, z_{k+1}); & f_{i+1j+1k+1}^{ijk} &= f^{ijk}(x_{i+1}, y_{j+1}, z_{k+1}). \end{aligned}$$

Для довільної точки (x, y, z) , що лежить всередині ijk -ого паралелепіпеду, тобто такої, що

$$\begin{cases} x_i \leq x < x_{i+1}; \\ y_j \leq y < y_{j+1}; \\ z_k \leq z < z_{k+1}; \end{cases} \quad (1)$$

інтерполювано значення функції, тобто знайдено $f^{ijk}(x, y, z)$.

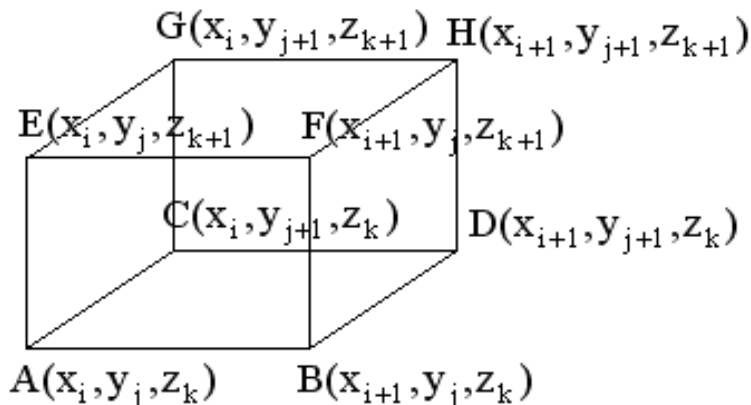


Рис. 1. ijk -ий паралелепіпед

Для цього проведено послідовно лінійні інтерполяції на елементах ijk -ого паралелепіпеда:

– між точками A і B

$$f_{jk}^{ijk} = f^{ijk}(x, y_j, z_k) = f_{ijk}^{ijk} + \frac{(x - x_i)(f_{i+1jk}^{ijk} - f_{ijk}^{ijk})}{x_{i+1} - x_i}; \quad (2)$$

– між точками C і D

$$f_{j+1k}^{ijk} = f^{ijk}(x, y_{j+1}, z_k) = f_{ij+1k}^{ijk} + \frac{(x - x_i)(f_{i+1j+1k}^{ijk} - f_{ij+1k}^{ijk})}{x_{i+1} - x_i}; \quad (3)$$

– між точками E і F

$$f_{jk+1}^{ijk} = f^{ijk}(x, y_j, z_{k+1}) = f_{ijk+1}^{ijk} + \frac{(x - x_i)(f_{i+1jk+1}^{ijk} - f_{ijk+1}^{ijk})}{x_{i+1} - x_i}; \quad (4)$$

– між точками G і H

$$f_{j+1k+1}^{ijk} = f^{ijk}(x, y_{j+1}, z_{k+1}) = f_{ij+1k+1}^{ijk} + \frac{(x - x_i)(f_{i+1j+1k+1}^{ijk} - f_{ij+1k+1}^{ijk})}{x_{i+1} - x_i}; \quad (5)$$

– між ребрами AB і CD

$$f_k^{ijk} = f^{ijk}(x, y, z_k) = f_{jk}^{ijk} + \frac{(y - y_j)(f_{j+1k}^{ijk} - f_{jk}^{ijk})}{y_{j+1} - y_j}; \quad (6)$$

– між ребрами EF і GH

$$f_{k+1}^{ijk} = f^{ijk}(x, y, z_{k+1}) = f_{jk+1}^{ijk} + \frac{(y - y_j)(f_{j+1k+1}^{ijk} - f_{jk+1}^{ijk})}{y_{j+1} - y_j}; \quad (7)$$

– між гранями ABCD і EFGH (тобто всередині паралелепіпеда)

$$f^{ijk} = f^{ijk}(x, y, z) = f_k^{ijk} + \frac{(z - z_k)(f_{k+1}^{ijk} - f_k^{ijk})}{z_{k+1} - z_k}. \quad (8)$$

В результаті трічі проведеної лінійної інтерполяції отримується кубічний вираз. Функція $f^{ijk}(x, y, z)$ задана тільки всередині області (1). Функцію $f(x, y, z)$ задано на всій просторовій області $x_1 \leq x < x_i$; $y_1 \leq y < y_j$; $z_1 \leq z < z_k$. Для цього складено функції

$$\begin{aligned} \tilde{f}^{ijk}(x, y, z) &= f^{ijk}(x, y, z) \times \\ &\times (\eta(x - x_i) - \eta(x - x_{i+1}))(\eta(y - y_j) - \eta(y - y_{j+1}))(\eta(z - z_k) - \eta(z - z_{k+1})), \end{aligned} \quad (9)$$

де $\eta(x); \eta(y); \eta(z)$ – функції Хевісайда. Підсумувавши вирази (9) за верхнім індексом

КСОМ, отримано інтерполяцію $f(x, y, z)$ у всій просторовій області

$$f(x, y, z) = \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K \tilde{f}^{ijk}(x, y, z). \quad (10)$$

Вираз (10) є безперервним і майже всюди гладким (гладкість порушується на гранях паралелепіпедів –комірок просторової решітки).

Застосовуючи послідовно даний метод до компонентів швидкості вітру, V_x^{ijk} , V_y^{ijk} і V_z^{ijk} , заданих на вузлах регулярної просторової решітки, отримано інтерполяції даних функцій $V_x(x, y, z)$, $V_y(x, y, z)$, $V_z(x, y, z)$, на області $x_1 \leq x < x_I$; $y_1 \leq y < y_J$; $z_1 \leq z < z_K$.

Оскільки поверхня рельєфу при цьому апроксимується ступінчастою функцією, то дана процедура призводить до отримання ненульових значень горизонтальних компонент швидкості безпосередньо під поверхнею рельєфу, що не є фізичним. Тому на останньому етапі необхідно внести корективи для інтерполяції компонент векторного поля швидкості в приземному шарі.

Оскільки в тонкому прикордонному шарі (де вже необхідно враховувати в'язкість середовища) на поверхні рельєфу $Z(x, y)$ має місце умова прилипання [13], тобто рівність 0 всіх компонент швидкості, то інтерполяцію в шарі, що безпосередньо примикає до рельєфу проведемо інакше ніж в [12].

Для кожного сплайна $Z_{ij}(x, y)$, що визначає поверхню рельєфу на інтервалі $x_i \leq x < x_{i+1}$; $y_j \leq y < y_{j+1}$ знайдемо максимальне значення висоти $\max Z_{ij}$. Визначимо дискретну інтерполяцію \tilde{Z}_{ij} для сплайна поверхні рельєфу $Z_{ij}(x, y)$ так, що $\tilde{Z}_{ij} = z_{\tilde{k}}$ за умови, що $\tilde{k} = \min \{k\} \mid z_{\tilde{k}} > \max Z_{ij}$. У сукупності для всіх значень $i = 1..I$; $j = 1..J$ для поверхні $Z(x, y)$ однозначно визначена її дискретна інтерполяція $\tilde{Z}(x, y)$. Приклад інтерполяції разом з відповідною ділянкою рельєфу наведено на рис. 2.

Відзначимо, що $i - j - k$ -ті точки - вершини ділянок дискретної інтерполяції не тотожні $i - j - k(i, j)$ -им точкам, що визначаються в [12].

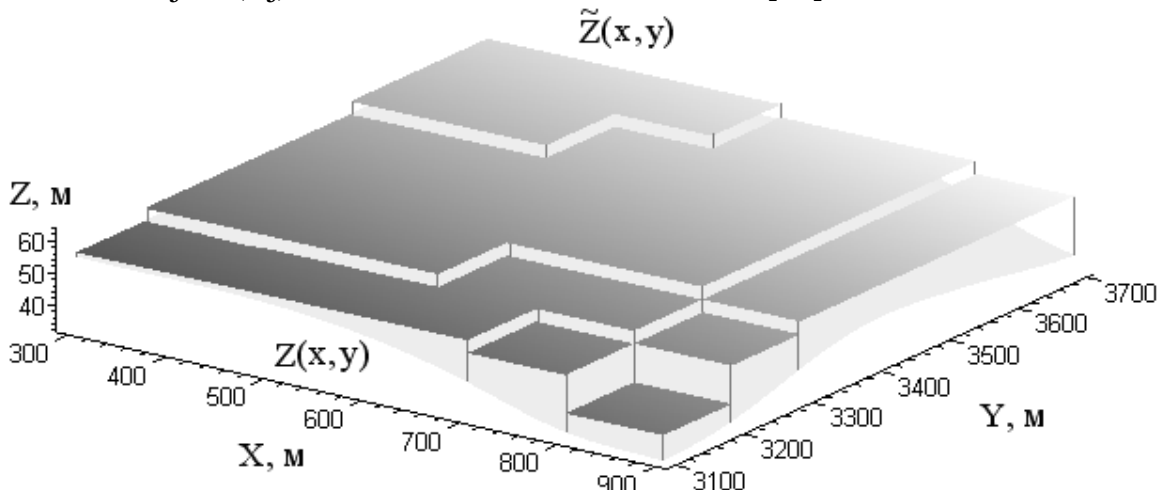


Рис. 2. Приклад дискретної інтерполяції $\tilde{Z}(x, y)$ поверхні рельєфу $Z(x, y)$

Будемо вважати, на кожному сплайні $Z_{ij}(x, y)$ поверхні рельєфу $Z(x, y)$ значення компонент швидкості дорівнюють 0. На відповідній йому дискретній інтерполяції $\tilde{Z}_{ij}(x, y)$ компоненти швидкості можуть бути знайдені за допомогою виразу (7). Тоді для приземного шару між поверхнями $Z_{ij}(x, y)$ і $\tilde{Z}_{ij}(x, y)$ інтерполяція компонент швидкості вітру може бути знайдена аналогічно (8) за формулою

$$f^{ijk} = f^{ijk}(x, y, z) = \begin{cases} \frac{(z - Z_{ij}(x, y)) f_k^{ijk}(x, y, z_k)}{z_k - Z_{ij}(x, y)}, & z > Z_{ij}(x, y) \\ 0, & z \leq Z_{ij}(x, y). \end{cases} \quad (11)$$

Скоригований з урахуванням (11) вираз (10) дозволяє знайти інтерполяції компонент швидкості. При цьому в будь-якій точці безпосередньо на поверхні рельєфу, так само як і під нею, швидкість вітру дорівнює 0, а над поверхнею задовольняє рівнянню Лапласа.

Обчислення швидкості вітру згідно моделі [12] з уточненням (1)–(11) проводились за допомогою програми, написаної в середовищі Maple.

5. Верифікація моделі швидкості вітру в приземному шарі атмосфери

Перевірка адекватності запропонованої моделі швидкості вітру проводилася шляхом порівняння теоретичних результатів, одержаних на основі моделі [12] та її уточнення (1)–(11) з експериментально отриманими значеннями.

Для цієї мети в різних точках реальної місцевості з вираженою топографією (балка Тернова у південно-східній околиці м. Харкова), карта якої наведена на рис. 3, були проведені вимірювання швидкості вітру.

Виміри проводилися в умовах снігового покриву, що зменшувало вплив шорсткості підстильної поверхні на поле приземного вітру. Схили балки в основному вільні від деревовидної рослинності, а вимірювання проводилися на відкритих просторах, тому спотворенням поля вітру рослинністю можна знехтувати.

Отримані експериментальні дані для значення швидкості вітру порівнювалися з теоретичними (табл. 1).

Останні отримувались за наступним алгоритмом: маючи план даної місцевості з двометровими міжгоризонтальними відстанями, здійснювалося отримання цифрової моделі рельєфу, згідно з [12], на стометровій сітці. Потім на цій поверхні моделювалася, згідно [12], швидкість локального вітру з заданими вхідними значеннями метеорологічного вітру.

У зв'язку з обчислювальними обмеженнями на кількість вузлів, розрахунки здійснювалися окремо для північній, центральній і південній частин балки на сітці $100 \times 100 \times 2$ м. Приклад розрахованого поля вітру для північної частини балки (зазначеної на рис. 3 прямокутником) показано на рисунках 4-5.

Особливістю експериментальної перевірки моделі є неможливість кратного відтворення вимірювань в одних і тих же умовах, оскільки швидкість метеорологічного вітру є некерованим вхідним параметром.

Експериментальні вимірювання швидкості вітру здійснювалися за допомогою чашкових румбоанемометрів МС-13 (діапазон вимірювань $1-20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, інтервал осереднення – 3 хв, похибка – $0.1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$).

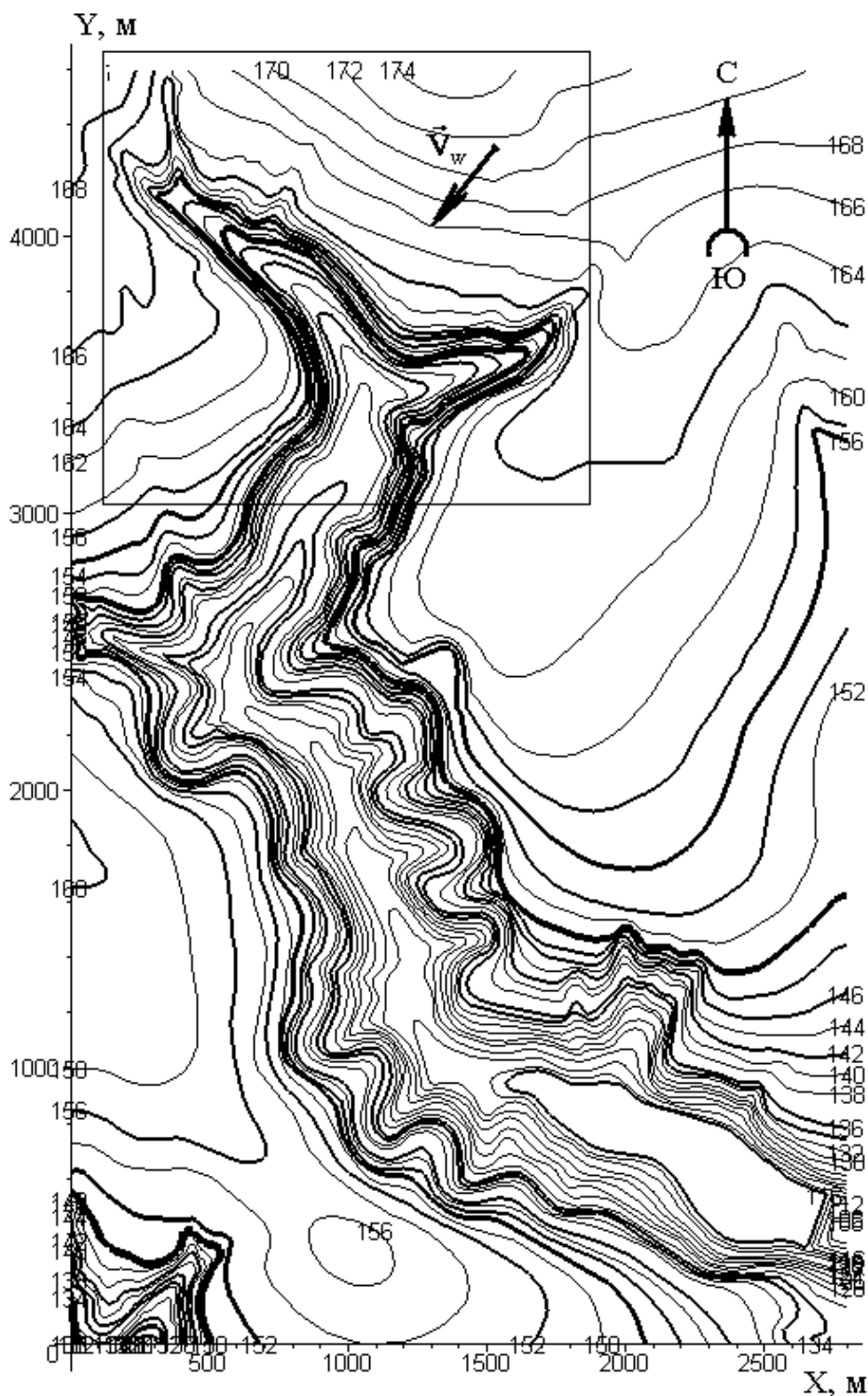


Рис. 3. Векторизована карта ліній рівня балки. Прямокутником відзначена північна частина балки і одне з експериментальних напрямів метеорологічного вітру

Експериментальні значення локальної швидкості вітру отримувались наступним чином. Поблизу північного закінчення балки на відкритому рівнинному узвишші розташований стаціонарний метеорологічний пункт, на території якого проводилися вимірювання значень метеорологічного вітру. Дні проведення експерименту вибиралися через погодні умови так, щоб метеорологічний вітер залишався слабопоривчастим, постійним як за напрямком, так і за швидкістю. Натурні вимірювання осередненої швидкості локального вітру (в певних точках на

схилах балки) і усередненої швидкості метеорологічного вітру (на території метеорологічного пункту) здійснювалися синхронно (синхронізація вимірювань забезпечувалася мобільним зв'язком) за допомогою двох чашкових румбоанемометрів МС-13 на висоті 2 м від поверхні землі відповідно до доданої до приладу інструкції). Напрямок вітру визначався візуально по шістнадцяти румбам (на метеорологічному пункті – по стаціонарному флюгеру, в польових умовах – за допомогою румбоміру і компасу).

При цьому натурні вимірювання проводилися в 17 точках північної (рис. 6), 12 точках центральної і 9 точках південної частин балки вільних від деревовидної рослинності при різних швидкостях і напрямках метеорологічного вітру в точках, які могли бути прив'язаними до вузлів решітки за допомогою картографованих орієнтирів. У кожній з точок здійснювалося по три виміри при різних метеорологічних умовах (в різні дні). Всього здійснено 114 замірів і така ж кількість комп'ютерних експериментів (9 різнооб'ємних серій експериментів).

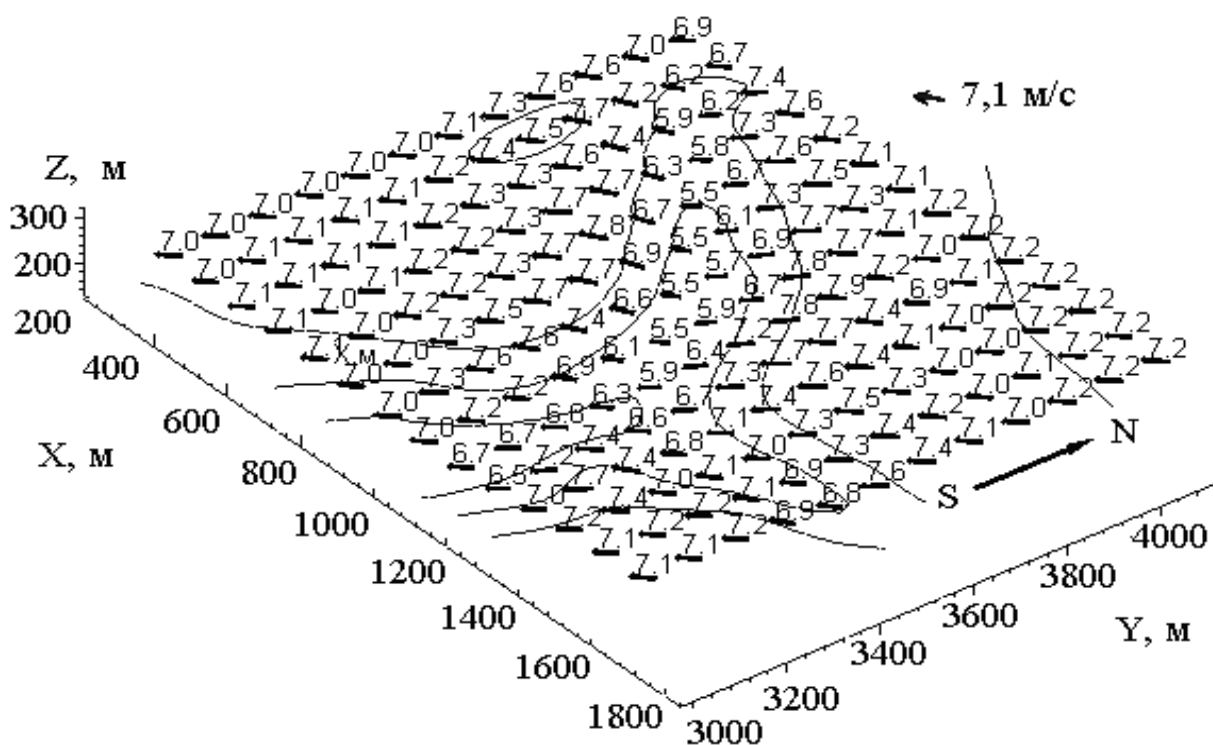


Рис. 4. Результат моделювання поля швидкості вітру в приземному шарі для північної частині балки. Вказані напрямки швидкостей вітру і наведені значення горизонтальних складових швидкостей в $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$

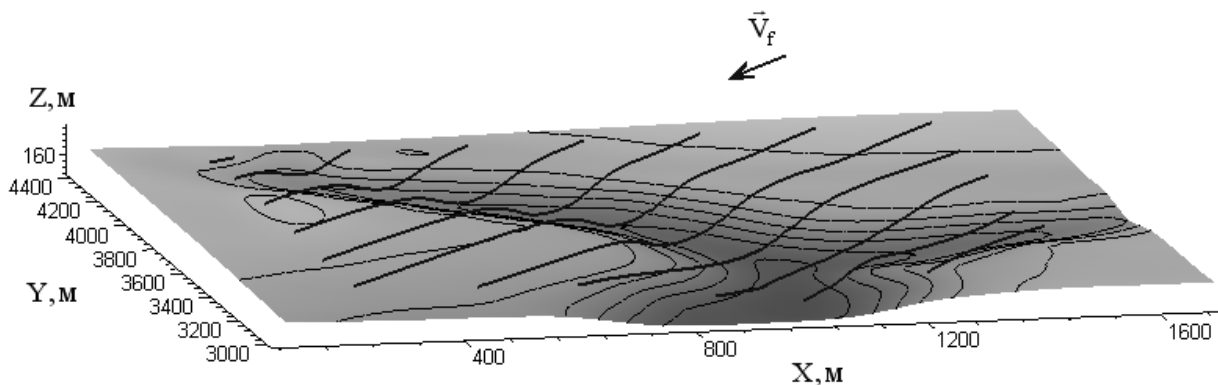


Рис. 5. Модельні лінії струму північно-східного вітру

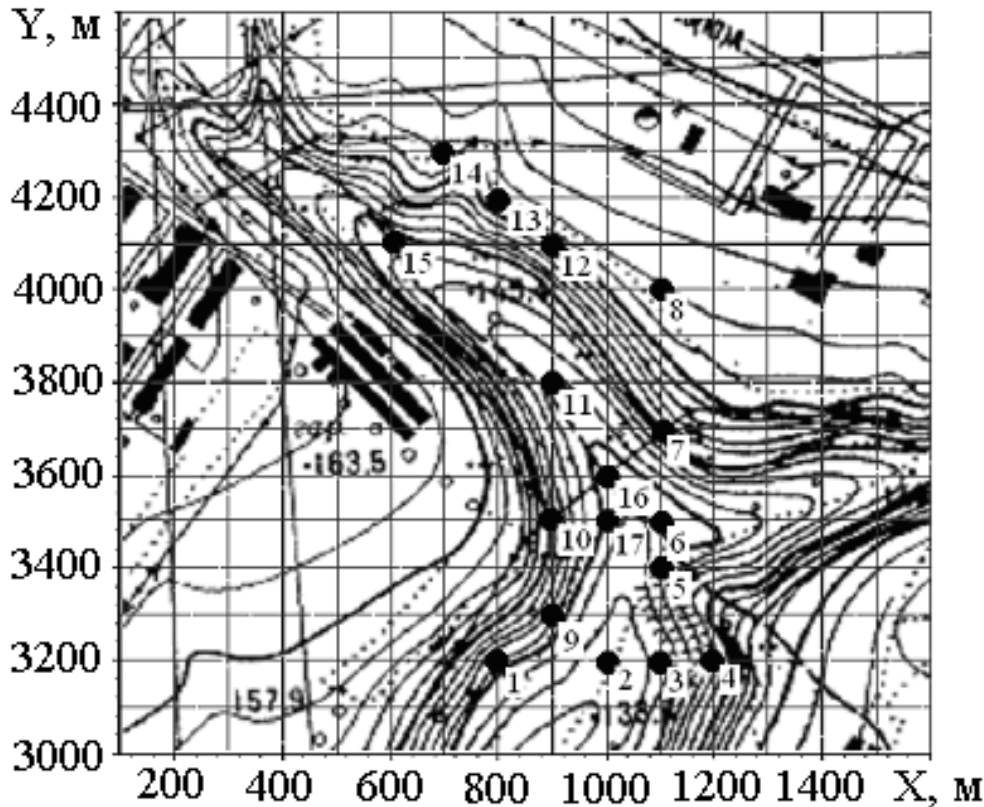


Рис. 6. Точки натурних вимірювань швидкості локального вітру для північної частини балки

Результати вимірювання швидкості \bar{v}_e локального вітру, розраховані значення швидкості вітру v_t і значення швидкості вітру метеорологічного \bar{v}_m зведені до табл. 1.

Аналіз даних, що представлено в табл.1, дозволив визначити, що найбільша відносна похибка ($W = 21\%$) мала місце для південної (найбільш віддаленої від метеорологічного пункту) частини балки при швидкості фонового вітру $7.1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Дану похибку можна прийняти в якості похибки запропонованої моделі.

З'ясувалося, що при малій швидкості метеорологічного вітру відмінності між даними значенням і теоретичними значеннями швидкості локального вітру найчастіше лежать в межах похибки вимірювань, тому дані вимірювання не можуть бути використані для підтвердження моделі впливу рельєфу на швидкість вітру. Для швидкостей же метеорологічного вітру, що перевершують $6 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, відмінності між значеннями швидкості метеорологічного і локального вітру не можуть бути пояснені лише похибкою вимірювань.

У табл. 1 поруч зі значенням швидкості метеорологічного вітру вказано його напрям в румбах, занумерованих від 1 до 16. Північному вітру відповідає 1, східному – 5, південному – 9, західному – 13.

З причини останнього зауваження результати вимірювань, представлені другий і сьомий серіями, в подальшій статистичній обробці даних не брали участь.

Для кожної з решти серій, розглядаючи експериментальні та розрахункові дані як дві вибірки з нормально розподілених генеральних сукупностей з невідомими дисперсіями, перевірялася гіпотеза про незначущість розбіжності середніх значень генеральних сукупностей (при рівні значущості $\alpha = 0,005$).

Табл. 1. Результати вимірювання швидкості ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) і напрямку (румб) вітру

№ точки/ № серії	\bar{V}_m ,	\bar{V}_e ,	V_t ,	\bar{V}_m ,	\bar{V}_e ,	V_t ,	\bar{V}_m ,	\bar{V}_e ,	V_t ,	
	1			4			7			
Північна частина балки	1	7.1, 3	6.5	7.0	9.8, 4	9.1	9.6	1.9, 1	1.8	1.8
	2	7.0, 3	6.5	6.8	9.7, 4	9.4	9.6	1.9, 16	1.8	1.8
	3	7.1, 3	6.4	6.7	9.6, 4	9.1	9.4	2.1, 1	1.9	2.1
	4	7.2, 3	6.9	7.2	9.9, 3	9.6	9.9	1.9, 1	1.7	1.9
	5	7.3, 3	7.1	7.0	9.8, 4	9.8	9.6	2.8, 15	2.3	2.5
	6	7.2, 3	6.0	6.4	9.9, 4	8.1	8.9	3.8, 16	3.2	3.6
	7	7.3, 3	7.5	7.3	9.8, 4	9.9	9.8	4.6, 16	4.5	4.7
	8	7.3, 4	7.8	7.5	9.4, 4	10.0	9.6	4.8, 16	4.6	4.8
	9	7.1, 4	7.6	7.5	9.7, 4	9.9	10.2	4.9, 15	4.2	4.6
	10	7.2, 4	7.0	7.3	9.6, 4	9.3	9.7	4.9, 15	5.2	5.0
	11	7.1, 3	5.4	5.7	9.5, 4	7.5	8.1	4.7, 16	3.9	4.5
	12	7.1, 3	7.4	7.5	9.5, c	9.6	10.0	4.9, 14	4.7	4.9
	13	7.0, 4	7.8	7.3	9.6, 4	10.3	10.0	4.9, 15	4.5	4.9
	14	6.8, 4	7.1	7.2	9.1, 4	9.4	9.7	4.9, 16	5.3	5.1
	15	7.1, 3	6.4	6.9	9.7, 4	8.7	9.5	4.9, 16	4.1	4.9
	16	<u>7.0, 3</u>	<u>5.1</u>	<u>5.6</u>	9.8, 4	8.0	8.6	5.1, 15	4.8	5.1
	17	7.1, 3	6.0	6.2	9.3, 4	8.9	8.6	5.1, 15	4.8	5.0
Центральна частина балки		2			5			8		
	18	1.3, 8	0.9	1.4	13.87	13.8	14.4	6.1, 16з	6.2	6.4
	19	3.1, 8	3.3	3.0	12.1, 9	11.0	11.7	10.2, 1	9.3	9.9
	20	1.5, 7	1.0	1.4	13.77	12.4	13.0	10.0, 16	9.9	9.7
	21	3.0, 8	2.7	2.6	11.5, 10	10.1	10.6	10.5, 1	9.0	9.4
	22	3.5, 8	2.9	3.2	10.7, 9	8.9	9.7	10.2, 1	8.6	9.3
	23	2.9, 8	3.6	3.2	12.87	14.2	14.0	6.3, 16	6.6	6.8
	24	1.5, 8	1.3	1.6	10.5, 9	10.3	10.9	6.7, 16	7.2	7.1
	25	3.5, 7	3.2	3.4	10.1, 9	10.1	10.3	8.2, 16	8.1	8.4
	26	1.5, 7	1.9	1.5	11.3, 10	11.2	11.1	7.2, 16	6.5	7.0
	27	1.4, 8	1.0	1.4	11.1, 9	11.0	11.2	8.5, 16	8.7	8.5
	28	3.1, 8	2.9	3.1	11.1, 10	11.7	12.0	9.8, 1	10.0	10.2
29	2.7, 7	2.3	2.6	10.1, 9	10.2	10.4	10.0, 1	10.1	10.3	
Південна частина		3			6			9		
	30	8.7, 10	9.3	9.0	7.6, 10	8.3	7.8	9.3, 16	9.9	9.8
	31	9.1, 11	8.4	9.0	7.5, 9	7.2	7.3	9.2, 15	8.9	9.0
	32	8.6, 10	8.3	8.1	7.6, 7	7.0	7.5	9.3, 15	8.7	9.2
	33	9.3, 10	9.2	9.1	7.6, 6	6.7	6.9	8.9, 16	7.9	8.0
	34	8.7, 11	8.4	8.4	7.3, 7	7.0	7.3	9.3, 16	9.5	9.4
	35	8.3, 11	7.6	8.2	7.1, 7	6.4	6.5	9.3, 16	8.8	8.6
	36	8.7, 10	8.8	8.9	7.6, 8	7.4	7.3	9.7, 16	9.2	9.3
	37	8.1, 10	7.9	8.2	7.6, 9	7.5	7.6	9.3, 15	9.0	9.4
38	8.7, 11	9.8	9.2	7.6, 9	8.4	8.1	9.3, 16	9.7	9.6	

Для цього було знайдено виправлене середнє квадратичне відхилення

$$s_d = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n d_i^2 - \left[\sum_{i=1}^n d_i \right]^2 / n}{n-1}}, \quad (12)$$

де $d_i = \bar{v}_{ei} - v_{ti}$, що дозволило знайти значення критерію, що спостерігається,

$$T_{\text{спост}} = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{s_d \sqrt{n}}, \quad (13)$$

і порівняти його модуль зі значенням критичних точок $t(k, \alpha)$ розподілу Ст'юдента при кількості ступенів свободи $k = n - 1$ (табл. 2).

Табл. 2. Результати статистичної обробки даних по серіям

№ серії	k	$T_{\text{спост}}$	$t(k, \alpha)$	Виконання критерію
1	16	2.11	2.92	+
3	8	0.33	3.36	+
4	16	2.67	2.92	+
5	11	4.0	3.11	-
6	8	0.44	3.36	+
8	11	2.76	3.11	+
9	8	0.98	3.36	+

Результати, представлені в табл. 2, дозволяють зробити висновок про незначущість розбіжностей для середніх значень генеральних сукупностей, тобто про статистичний збіг теоретичних і експериментальних результатів в 6 з 7 серій експериментів. Істотні розбіжності для п'ятої серії можуть бути пояснені більш високою швидкістю вітру, що, таким чином, дозволяє виявити верхню межу застосовності запропонованої теорії швидкістю метеорологічного вітру дорівнює $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Наявність даної границі може пояснюватися зробленим припущенням про потенційний характер повітряних течій.

6. Обговорення результатів

Знайшли експериментальне підтвердження закономірності, виявлені при комп'ютерному моделюванні локального вітру: значення швидкості локального вітру можуть істотно зменшуватися на дні балки і збільшуватися на її схилах в порівнянні зі швидкістю метеорологічного вітру; лінії струму приземного вітру паралельні поверхні рельєфу; для рельєфу від'ємної форми з пологими схилами не спостерігається зміни напрямку горизонтальної складової швидкості вітру.

Аналіз даних, наведених в табл. 1, продемонстрував найбільше відмінність між швидкістю метеорологічного вітру і розрахунковою швидкістю локального вітру в 20% на дні північній частині балки (точка № 16 в першій серії експериментів). При цьому відмінність між розрахунковою швидкістю і спостережуваним значенням швидкості в даній точці не перевищило 9.8%. У той же час середня відносна похибка між спостережуваним і розрахунковим значенням швидкості локального вітру по 85 вимірам склала 6.1%.

Виявлена максимальна різниця між значеннями швидкості метеорологічного і розрахункового локального вітру склала $1.4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (точка №16 в першій серії експериментів при значенні метеорологічного вітру $7.0 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$).

7. Висновки

1. Отримано математичну модель векторного поля швидкості вітру, параметри якого чутливі до впливу мезорельєфу місцевості. Коректна інтерполяція значень в вузлах решітки вперше дозволяє отримати нульові значення швидкості вітру безпосередньо на поверхні рельєфу. Розрахунково показано, що деформація поля вітру тим більше, чим нижче швидкість вітру і більше крутизна схилів, що відповідає феноменології локальних вітрових течій.

2. Проведено верифікацію отриманої моделі шляхом порівняння розрахункових і експериментальних значень швидкості приземного вітру. Показано, що відносна похибка моделі не перевищує 21% в діапазоні швидкостей вітру 7.1–13.4 м · с⁻¹ в точці віддаленій від метеостанції на відстань не більше 4 км.

Модель може бути використана при прогнозуванні динаміки областей надзвичайних ситуацій, параметри яких залежать від швидкості вітру.

Література

1. Дородицын А. А. Влияние рельефа земной поверхности на воздушные течения. Труды Центрального института прогнозов. 1950. Вып. 21. С. 3–25.

2. Белов И. В. и др. Транспортная модель распространения газообразных примесей в атмосфере города. Математическое моделирование. 2000. Т. 12. № 11. С. 38–46.

3. Валендик Э. Н. Ветер и лесной пожар. М.: Наука, 1968. 118 с.

4. Beaucage P., Brower M., and Tensen J. Evaluation of four numerical wind flow models for wind resource mapping // *Wind Energy*. 2014. № 17. P. 197–208.

5. Forthofer J., Butler B., McHugh C., Finney M., Bradshaw L., Stratton R., Shannon K., and Wagenbrenner N. A comparison of three approaches for simulating finescale surface winds in support of wildland fire management, Part I I. An exploratory study of the effect of simulated winds on fire growth simulations, *Int. J. // Wildland Fire*. 2014. № 23. P. 982–994.

6. Forthofer J., Butler B., and Wagenbrenner N. A comparison of three approaches for simulating fine-scale winds in support of wildland fire management: Part I. Model formulation and accuracy, *Int. J. // Wildland Fire*. № 23. P. 969–981.

7. Butler B., Wagenbrenner N., Forthofer J., Lamb B., Shannon K., Finn D., Eckman R., Clawson K., Bradshaw L., Sopko P., Beard S., Jimenez D., Wold C., and Vosburgh M. High-resolution observations of the near-surface wind field over an isolated mountain and in a steep river canyon, *Atmos // Chem. Phys*. 2015. № 15. P. 3785–3801.

8. Berg J., Mann J., Bechmann A., Courtney M., and Jorgensen H. The Bolund experiment, Part I: flow over a steep, three-dimensional hill, *Bound.-Lay // Meteorol*. 2011. № 141. P. 219–243.

9. Natalie S. Wagenbrenner, Jason M. Forthofer, Brian K. Lamb, Kyle S. Shannon, Bret W. Butler. Downscaling surface wind predictions from numerical weather prediction models in complex terrain with WindNinja *Atmos // Chem. Phys*. 2016. № 16. P. 5229–5241.

10. Forthofer J., Shannon K., and Butler B. Simulating diurnally driven slope winds with WindNinja // Eighth Symposium on Fire and Forest Meteorology, 13–15 October 2009, Kalispell, MT, 156275, available at: https://ams.confex.com/ams/8Fire/techprogram/paper_156275.htm (last access: 11 December 2015).

11. Seaman N., Gaudet B., Stauffer D., Mahrt L., Richardson S., Zielonka J., and

Wyngaard J. Numerical prediction of submesoscale flow in the nocturnal stable boundary layer over complex terrain, *Mon // Weather Rev.* 2012. № 140. P. 956–977.

12. Абрамов Ю. А., Тарасенко А. А. Формирование априорной информации для системы ликвидации последствий чрезвычайной ситуации // Проблемы надзвичайних ситуацій. 2007. Вип. 6. С. 11–22.

13. Абрамович Г. Н. Прикладная газовая динамика. Ч. 1. М.: Наука, 1991. 600 с.

O. Tarasenko, DSc, Senior Researcher, Head of Department

O. Metelev, PhD, Associate Professor, Head of Faculty

S. Hovalenkov, PhD, Associate Professor, Associate Professor of the Department

M. Maksimenko, Magistrate Listener

National University of Civil Defence of Ukraine, Kharkiv, Ukraine

UPDATE AND VERIFICATION OF THE MATHEMATICAL MODEL OF THE SURFACE WIND SPEED

The paper proposes the procedure for correct interpolation for components of the wind speed, calculated in the nodes of the orthogonal lattice, which in the surface layer discretely approximates the surface of the relief. Failure to consider the continual nature of the surface leads to an unphysical result precisely in the surface layer - the wind speed may turn out to be non-zero even under the surface of the relief and the current of the current is also immersed under it, which also contradicts the condition of sticking. Given that the dynamics of the parameters of a number of emergency situations is influenced by the speed of the surface wind, this flaw needs to be corrected. Calculations of the vector field of the velocity of the surface wind over the surface of the relief of the negative form are carried out. The value of the component of velocity at the height of two meters in the nodes of the spatial grid is obtained. Verification of the obtained model was performed by comparing the calculated and experimental values of the surface wind speed. The peculiarity of the experimental verification of the model is the impossibility of multiple reproduction of measurements under the same conditions, since the speed of the meteorological wind is an uncontrolled input parameter. Experimental confirmation of the patterns found in the computer simulation of the local wind: the values of the speed of the local wind can significantly decrease in the lower reaches and increase on the slopes in comparison with the speed of the meteorological wind; lines of current of a surface wind parallel to the surface of the relief; For a relief of a negative shape with sloping slopes, there is no change in the direction of the horizontal component of the wind speed. It is shown that the relative error of the model does not exceed 21% in the range of wind speeds 7.1–13.4 at a point far from the meteorological station at a distance of no more than 4 km. The model can be used to predict the dynamics of areas of emergencies, whose parameters depend on wind speed.

Keywords: wind speed, surface layer, terrain, mathematical model, verification

References

1. Doroditsyn, A. A. (1950). The influence of the relief of the earth's surface on air currents. *Transactions of the Central Institute of Forecasts*, 21, 3–25.
2. Belov, I.V. and others. (2000). Transport model of the distribution of gaseous impurities in the atmosphere of the city. *Mathematical modeling*, 12, 11, 38–46.
3. Valendik, E. N. (1968). *Wind and wildfire*. M.: Science, 118.
4. Beaucage, P., Brower, M. C., & Tensen, J. (2014). Evaluation of four numerical wind flow models for wind resource mapping. *Wind Energy*, 17, 197–208.
5. Forthofer, J. M., Butler, B. W., McHugh, C. W., Finney, M. A., Bradshaw, L. S., Stratton, R.D, Shannon, K. S., & Wagenbrenner, N. S. (2014). A comparison of three approaches for simulating finescale surface winds in support of wildland fire management, Part I I. An exploratory study of the effect of simulated winds on fire growth simulations, *Int. J. Wildland Fire*, 23, 982–994.

6. Forthofer, J. M., Butler, B. W., & Wagenbrenner, N. S. (2014). A comparison of three approaches for simulating fine-scale winds in support of wildland fire management: Part I. Model formulation and accuracy, *Int. J. Wildland Fire*, 23, 969–981.
7. Butler, B. W., Wagenbrenner, N. S., Forthofer, J. M., Lamb, B. K., Shannon, K. S., Finn, D., Eckman, R. M., Clawson, K., Bradshaw, L., Sopko, P., Beard, S., Jimenez, D., Wold, C., Vosburgh, M. (2015). High-resolution observations of the near-surface wind field over an isolated mountain and in a steep river canyon, *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 3785–3801.
8. Berg, J., Mann, J., Bechmann, A., Courtney, M. S., & Jorgensen, H. E. (2011). The Blind experiment, Part I: flow over a steep, three-dimensional hill, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 141, 219–243.
9. Wagenbrenner, N.S., Jason M. Forthofer, Brian K. Lamb, Kyle S. Shannon, Bret W. Butler. (2016). Downscaling surface wind predictions from numerical weather prediction models in complex terrain with WindNinja. *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 5229–5241.
10. Forthofer, J., Shannon, K., & Butler, B. (2009). Simulating diurnally driven slope winds with WindNinja, in: Eighth Symposium on Fire and Forest Meteorology, 13–15 October 2009, Kalispell, MT, 156275, available at: https://ams.confex.com/ams/8Fire/techprogram/paper_156275.htm (last access: 11 December 2015).
11. Seaman, N. L., Gaudet, B. J., Stauffer, D. R., Mahrt, L., Richardson, S. J., Zielonka, J. R., & Wyngaard, J. C. (2012). Numerical prediction of submesoscale flow in the nocturnal stable boundary layer over complex terrain, *Mon. Weather Rev.*, 140, 956–977.
12. Abramov, Yu.A., & Tarasenko, A.A. (2007). The formation of a priori information for the emergency response system. *Problems of suprasubic situations*, 6, 11-22.
13. Abramovich, G.N. (1991). *Applied gas dynamics. Part 1*. M.: Science, 600.

Надійшла до редколегії: 10.10.2019

Прийнята до друку: 17.10.2019