

УДК: 551.510:

**АДАПТОВАНЕ ДО ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я МЕЗОМАСШТАБНЕ
ЧИСЕЛЬНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ.
ЧАСТИНА 2. СКІНЧЕННОРІЗНИЦЕВЕ РОЗВ'ЯЗАННЯ ТА АДАПТАЦІЯ ДО РЕАЛЬНИХ
ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ УМОВ МІСЦЕВОСТІ**

О. В. Іванова

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, evivanovarp@ukr.net*

У статті наводиться опис скінченнорізницевого розв'язання системи диференціальних рівнянь гідротермодинаміки граничного шару атмосфери, адаптованої до Північно-Західного Причорномор'я. Надається описання послідовності проведених розрахунків, схематично зображеної на блок-схемі. Адаптація використаної математичної моделі проводилась у п'ятьох аспектах: геоморфологія узбережжя (форма берегової лінії), геоморфологія суходолу (реальний рельєф території), теплофізичні характеристики ґрунту (щільність, питома вага, пористість, коефіцієнт теплопровідності), шорсткість (параметр шорсткості) та оптичні характеристики (альbedo) підстильної поверхні. Форма берегової лінії описувалася через врахування частки води у поточній комірці просторової сітки. Якщо така частка складала величину, більшу 50 %, то вважалось, що в цій комірці присутня суша, та навпаки. Матриця рельєфу формувалася зняттям значень висот у кожній точці розрахункової області з офіційних електронних карт висот. Теплофізичні характеристики ґрунту задавалися в залежності від типу ґрунту, який спостерігався в поточній розрахунковій точці. Для врахування шорсткості підстильної поверхні використовувався метод подвійного врахування елементів шорсткості у вегетаційний та невегетаційний періоди року. Останній полягає в тому, що в залежності від сільськогосподарського районування та його предметного наповнення визначалось деяке фонове середньозважене значення висоти ансамблю елементів шорсткості, яке потім через коефіцієнт пропорційності перетворювалось в параметр шорсткості. При цьому коефіцієнт пропорційності прив'язаний до виду реального елемента шорсткості у конкретній точці. Таким чином, була отримана комплексна оцінка шорсткості розглядуваної території. Альbedo підстильної поверхні приймалось різним у три періоди року: вегетаційний період року (квітень-вересень), після вегетаційний -- до зими та перший місяць весни (жовтень-листопад, березень) і зимовий період року (грудень-лютий). При цьому враховується також характер зовнішнього покриття підстильної поверхні на предмет оптичних властивостей.

Ключові слова: тривимірний модель; граничний шар атмосфери; скінченнорізницевий аналог; турбулентність; берегова лінія; рельєф; теплофізичні характеристики ґрунту; шорсткість підстильної поверхні; альbedo.

1. ВСТУП

Останнім часом при використанні сучасних математичних моделей, реалізованих на базі тієї чи іншої мови програмування і додаткових бібліотек для роботи з вхідними і вихідними даними, для користувача внутрішні блоки виявляються або закритими, або із-за складності внутрішньої структури малодоступними та малозрозумілими, що позбавляє останнього будь-яким чином повторити реалізацію чисельного розв'язку використовуваної постановки задачі або якимось чином вплинути на прийняту схему розрахунків без негативних наслідків для кінцевих результатів, фізично збагатити постановку

задачі та застосовувати різні підходи до опису турбулентних процесів граничного шару атмосфери (ГША), гармонійно впроваджуючи їх у скінченнорізницеві аналоги рівнянь гідротермодинаміки. Безпосередня робота з програмними блоками використовуваної моделі дозволяє більш глибоко оцінити роботу сукупності складових, що формують внутрішню структуру граничного шару атмосфери і знайти той варіант, який підходить саме для обраної території. Крім того, це дозволяє більш органічно адаптувати модельну постановку задачі до реально існуючих характеристик компонентів природного середовища області розрахунку.

Питаннями моделювання ГША над північно-західним причорноморським регіоном займалися свого часу автори [1-6]. Але в останніх розглядалися здебільшого варіанти стаціонарних моделей або моделей на встановлення, коли задавався досить малий часовий крок (1 сек або 60 сек), а адаптація до реальних фізико-географічних умов місцевості здійснювалася лише через кліматичні дані.

Метою цієї роботи є розкриття основних закономірностей чисельного розв'язку системи рівнянь мезомасштабної нестационарної бароклінної математичної моделі атмосфери та отримання детальних горизонтальних просторових полів геоморфологічних, теплофізичних, динамічних та оптичних властивостей підстильної поверхні області розрахунку для побудови найближчої до реальних умов бази вхідних у модель інваріантних параметрів.

2. ОПИСАННЯ ОБ'ЄКТА ТА МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

2.1 Методи реалізації системи рівнянь гідротермодинаміки граничного шару атмосфери

Для розв'язання системи рівнянь (1-6, см. [7]) з умовами (51-64, см. [7]) використовувався метод розщеплення за фізичними процесами [8]. Відзначимо, що його реалізація для завдань граничного шару містить в собі чотири етапи: перенесення, динамічне узгодження, турбулентний обмін і фазові перетворення. Турбулентний обмін може бути об'єднаний з етапом перенесення або адаптації.

Спеціальне дослідження [8], присвячене оцінці помилок апроксимації через спосіб включення турбулентного обміну, показало, що помилки визначення складових швидкості вітру можуть бути того ж порядку величини, що і самі швидкості. Ці помилки можуть бути значно зменшені із застосуванням двоциклічних схем розщеплення. Оскільки це питання побудови алгоритму детально описані в іншому місці [8, 9] тут будуть розглянуті лише деякі особливості чисельної реалізації методу розщеплення для даної задачі граничного шару.

Основні етапи розщеплення за фізичними процесами в диференціальному вигляді наступні [9].

На першому етапі розв'язуються рівняння, що описують перенесення в тривимірному просторі, а також зміни метеорологічних величин в результаті турбулентного перемішування:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + (\Lambda_1 + \Lambda_2 + \Lambda_3) \omega = 0, \quad (1)$$

$$\Lambda_1 \omega = \frac{\partial u \omega}{\partial x} - K_s \frac{\partial^2 \omega}{\partial x^2}, \quad \Lambda_2 \omega = \frac{\partial v \omega}{\partial y} - K_s \frac{\partial^2 \omega}{\partial y^2}, \quad (2)$$

$$\Lambda_3 \omega = \frac{\partial w \omega}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} K_z^\omega \frac{\partial \omega}{\partial z}, \quad (3)$$

де t - час; x, y, z - координати в декартовій системі координат; $\omega = (u, v, \vartheta, q)$; u, v, w - складові модуля вектору вітру; ϑ - відхилення потенціальної температури повітря від температури в стандартній атмосфері; q - масова частка водяної пари; K_s - горизонтальний коефіцієнт турбулентної в'язкості; K_z^ω - вертикальний коефіцієнт турбулентності.

На другому етапі розв'язується система з трьох лінійних рівнянь, що описують зміни метеорологічних величин під впливом нахилів рельєфу:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \alpha_x \lambda \vartheta, \quad \frac{\partial v}{\partial t} = \alpha_y \lambda \vartheta, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial t} = -S(\alpha_x u + \alpha_y v), \quad (4)$$

де α_x, α_y - кути нахилу рельєфу у напрямку x - та y -координатних осей; $\lambda = g/\bar{\theta}$ - параметр плавучості; g - прискорення вільного падіння; $\bar{\theta}$ - середня за шаром потенціальна температура; $S = -\partial \theta / \partial z$ - вертикальний градієнт потенціальної температури у вільній атмосфері (береться з глобальної моделі атмосфери або знімається зі стандартних карт баричної топографії).

На третьому етапі вирішуються рівняння адаптації отриманих полів складових модуля швидкості вітру, відхилень потенціальної температури від температури в стандартній атмосфері з полем тиску:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} + F_\kappa v, \quad \frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} - F_\kappa u, \quad \frac{\partial \pi'}{\partial z} = \lambda \vartheta,$$

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = -S w, \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (5)$$

де $\pi' = RT_R p' / p_R$ - аналог відхилення тиску від тиску в стандартній атмосфері p_R ; R - універсальна газова стала; T_R - температура в стандартній атмосфері; p' - відхилення атмосферного тиску від тиску в стандартній атмосфері; F_κ - параметр Коріоліса.

Задаються крайові умови (51-64, див. [7]). По вертикалі і на бічних межах для горизонтальних градієнтів аналога відхилення тиску π' задаються наступні співвідношення:

$$x = 0, X : \quad \frac{\partial \pi'}{\partial x} = \frac{\partial \pi'_H}{\partial x} - \lambda \int_z^H \frac{\partial \vartheta}{\partial x} dz, \quad (6)$$

$$y = 0, Y : \quad \frac{\partial \pi'}{\partial y} = \frac{\partial \pi'_H}{\partial y} - \lambda \int_z^H \frac{\partial \vartheta}{\partial y} dz, \quad (7)$$

де H – висота граничного шару.

2.2 Описання сіткового базису для побудови коректних скінченнорізницевоїх схем

Для забезпечення узгодженості і точності використаних апроксимацій похідних в скінченнорізницевоїх схемах, збіжності і стійкості розв'язків скінченнорізницевоїх рівнянь, збереження інтегральних властивостей прогностичних моделей, точності відтворення метеорологічних полів в описуваній моделі застосовувалася просторово-часова сітка спеціальної структури, на якій різні метеорологічні величини розміщуються в різних точках сітки і таке розміщення не залежить від часу. Така сітка являє собою сітку типу «С» Аракави, що є сіткою, розхитаною за простором [10] (рис. 1). Зокрема, використання саме такого типу сітки виправдано економічністю розрахунків, яка зумовлена тим, що розрахунок прогностичних величин на кожному часовому рівні передбачається не у всіх точках просторово-часової сітки. Крім того, наприклад, при використанні схеми центральних різниць розв'язок в одних і тих же вузлах здійснюється через крок за часом. Важливо також те, що в тих точках розхитаних сіток, де значення залежних змінних не визначаються, останні розраховуються за допомогою стандартних операторів згладжування, які фільтрують дрібномасштабні збурення.

Крім вищевикладеного, практична значимість введення такого типу сітки полягає в тому, що при реалізації методу розщеплення по процесам в ході використання прямого і зворотного прогонів для вирішення рівнянь, що містять в'язкі турбулентні члени, необхідні значення метеорологічних величин і в проміжних вузлах сітки.

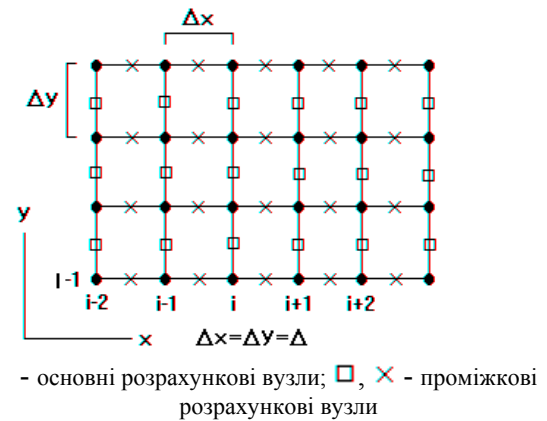


Рис. 1 -- Схема розташування вузлів сітки по горизонталі
Fig. 1 - Horizontal layout of grid nodes

По вертикалі також використовуються дробові кроки, в яких розраховуються значення коефіцієнтів турбулентності для модуля швидкості вітру і температури повітря й вертикальна складова модуля швидкості руху повітряної маси (рис. 2).

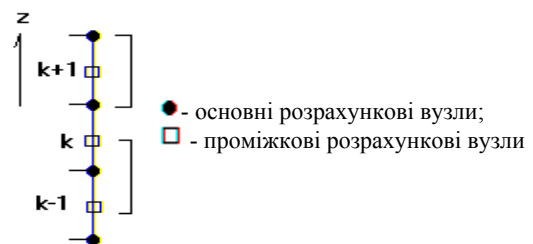


Рис. 2 -- Схема розміщення вузлів сітки по вертикалі
Fig. 2 - Vertical layout of grid nodes

Просторові похідні апроксимувалися центральними різницями, що забезпечує другий порядок точності [10], оскільки трункційна помилка включає в себе мінімальний ступінь прирощення по простору, рівний двом. Часові похідні апроксимувалися за неявною схемою Кранка-Ніколсона (схема трапецій) [11], яка є нейтральною і абсолютно стійкою при будь-яких кроках за часом і простором. Іншими словами, не накладає жорстких обмежень на величину просторово-часових кроків і при цьому зберігає обчислювальну стійкість і збіжність скінченнорізницевої аналога до його точного диференціального розв'язку.

Як було сказано вище, розв'язання всієї системи рівнянь розбивається або розщеплюється за фізичними процесами на декілька етапів (1)-(3), (4), (5). Розглянемо детально розв'язання скінченнорізницевої задачі для кожного з цих етапів.

2.3 Розв'язання скінченнорізницевого аналогу диференціальних рівнянь

2.3.1 Розв'язання скінченнорізницевої задачі впорядкованого та турбулентного переносів

Слід зазначити, що рішення скінченнорізницевої задачі просторового переносу проводиться окремо для зонального і меридіонального руху повітряних мас [9].

Скінченнорізницевою аналогом диференційованої метеорологічної величини $f(t, x, y, z)$ є відповідні сіткові функції $u_{i,j,k}^s, v_{i,j,k}^s, \theta_{i,j,k}^s, q_{i,j,k}^s, \pi_{i,j,k}^s$, що залежить від часу ($t^s = s\Delta t$, де s - номер шару за часом) і просторових координат ($x_i = i\Delta x$, $y_j = j\Delta y$, $z_k = k\Delta z$, де i, j, k - номери вузлів у координатних напрямках), область визначення якої є різницєва сітка, описана в п.2.2.

Інтегрування за часом за допомогою схеми Кранка-Ніколсона полягає в тому, що між двома часовими шарами знаходиться середнє значення шуканої величини ($\zeta_{\{n\}}/2, \{n\} = \{i, j, k\}$), щодо якої проводяться подальші розрахунки:

$$\frac{\zeta_{\{n\}}}{2} = \frac{f_{\{n\}}^{s+1} + f_{\{n\}}^s}{2} = f_{\{n\}}^{s+1/2}. \quad (8)$$

З врахуванням (8) часова похідна приймає вигляд:

$$\frac{f_{\{n\}}^{s+1} - f_{\{n\}}^s}{\Delta t} = \frac{\zeta_{\{n\}} - f_{\{n\}}^s - f_{\{n\}}^s}{\Delta t} = \frac{\zeta_{\{n\}} - 2f_{\{n\}}^s}{\Delta t}. \quad (9)$$

Для горизонтального адвективного і турбулентного перенесення права частина виразу (2), яка апроксимується схемою центральних різниць, матиме вигляд:

$$\frac{\frac{\{V_{\{i,j\}+1/2}\}}{2} \zeta_{\{i,j\}+1} - \frac{\{V_{\{i,j\}-1/2}\}}{2} \zeta_{\{i,j\}-1}}{2\Delta\{x,y\}} - \frac{\frac{K_s^f}{2} (\zeta_{\{i,j\}+1} - \zeta_{\{i,j\}}) - \frac{K_s^f}{2} (\zeta_{\{i,j\}} - \zeta_{\{i,j\}-1})}{\Delta\{x,y\}^2}, \quad (10)$$

а для вертикального впорядкованого і турбулентного переносів для правої частини виразу (3) отримаємо наступне:

$$\frac{\frac{w_{k+1/2}}{2} \zeta_{k+1} - \frac{w_{k-1/2}}{2} \zeta_{k-1}}{2\Delta z} - \frac{\frac{K_{zk+1/2}^f}{2} (\zeta_{k+1} - \zeta_k) - \frac{K_{zk-1/2}^f}{2} (\zeta_k - \zeta_{k-1})}{\Delta z^2}, \quad (11)$$

де $\{V\} = \{u, v\}$ - одна зі складових модуля швидкості вітру; $V_{\{i,j\}\pm 1/2}, K_{zk\pm 1/2}^f$ - складові вектору швидкості вітру і вертикального коефіцієнта турбулентності на проміжних сіткових точках як середнє арифметичне між значеннями цієї величини на сусідніх вертикальних рівнях. Горизонтальні складові модуля швидкості вітру в останніх точках розраховувалися за допомогою косинус-розкладання в ряд Фур'є; а вертикальна складова за допомогою рівняння нерозривності, задіюючи складові вектору швидкості вітру на проміжних вузлах сітки.

В результаті диференціальні рівняння (2) і (3) можуть бути представлені наступними скінченнорізницевою аналогами з відомою похибкою:

- для горизонтального переносу

$$\frac{\zeta_{\{i,j\}} - 2f_{\{i,j\}}^s}{\Delta t} = \frac{\frac{\{V_{\{i,j\}+1/2}\}}{2} \zeta_{\{i,j\}+1} - \frac{\{V_{\{i,j\}-1/2}\}}{2} \zeta_{\{i,j\}-1}}{2\Delta\{x,y\}} + \frac{\frac{K_s^f}{2} (\zeta_{\{i,j\}+1} - \zeta_{\{i,j\}}) - \frac{K_s^f}{2} (\zeta_{\{i,j\}} - \zeta_{\{i,j\}-1})}{\Delta\{x,y\}^2}; \quad (12)$$

- для вертикального переносу

$$\frac{\zeta_k - 2f_k^s}{\Delta t} = \frac{\frac{w_{k+1/2}}{2} \zeta_{k+1} - \frac{w_{k-1/2}}{2} \zeta_{k-1}}{2\Delta z} + \frac{\frac{K_{zk+1/2}^f}{2} (\zeta_{k+1} - \zeta_k) - \frac{K_{zk-1/2}^f}{2} (\zeta_k - \zeta_{k-1})}{\Delta z^2} - [\text{countgrad}] + [\text{rad}]. \quad (13)$$

Для врахування протиградієнтного перенесення у всіх рівняннях, а також потоків короткохвильової і довгохвильової радіації в рівнянні припливу тепла автор увів додаткові члени

$$\left[\text{countgrad} = K_{zk+1/2}^f \frac{(\gamma_{k+1}^f + \gamma_k^f)}{2\Delta z} - K_{zk-1/2}^f \frac{(\gamma_k^f + \gamma_{k-1}^f)}{2\Delta z} \right]$$

та $[\text{rad} = Q_R]$, перший з яких забезпечує додат-

ній потік тепла при нейтральній або слабко стійкій стратифікаціях, а другий виступає як постійне джерело тепла. Тут γ^f - протиградієнт метеорологічної величини [7]. Після зведення загальних членів рівнянь (12) і (13) можна записати у вигляді рекурентного співвідношення:

$$P_{\{n\}}\zeta_{\{n+1\}} - Q_{\{n\}}\zeta_{\{n\}} + R_{\{n\}}\zeta_{\{n-1\}} = -G_{\{n\}}, \quad (14)$$

де для вертикального переносу

$$\begin{aligned} P_{\{k\}} &= a_1 K_{zk+1/2}^f + a_2 w_{k+1/2}; \\ Q_{\{k\}} &= 1/2 + a_1 (K_{zk+1/2}^f + K_{zk-1/2}^f); \\ R_{\{k\}} &= a_1 K_{zk-1/2}^f + a_2 w_{k-1/2}; \quad G_{\{k\}} = \omega_k^j; \\ a_1 &= \frac{\Delta t}{4\Delta z^2}; \quad a_2 = \frac{\Delta t}{8\Delta z}, \end{aligned}$$

а для горизонтального --

$$\begin{aligned} P_{\{i,j\}} &= a_1 + a_2 \{u, v\}_{\{i,j\}+1/2}; \quad Q_{\{i,j\}} = 1/2 + 2a_1; \\ R_{\{i,j\}} &= a_1 + a_2 \{u, v\}_{\{i,j\}-1/2}; \\ G_{\{i,j\}} &= \omega_k^j - a_2 [K_{zk+1/2}^f (\gamma_{k+1} + \gamma_k) - K_{zk-1/2}^f (\gamma_k + \gamma_{k-1})] + \\ &+ a_2 (4Q_R); \\ a_1 &= \frac{\mu\Delta t}{4\Delta \{x, y\}^2}; \quad a_2 = \frac{\Delta t}{8\Delta \{x, y\}}. \end{aligned}$$

Для вирішення рекурентного співвідношення (14) використовуються методи прямого прогону для визначення прогнотичних коефіцієнтів $(P_{\{n\}}, Q_{\{n\}}, R_{\{n\}}, G_{\{n\}})$ і зворотнього - для визначення шуканих метеорологічних величин:

$$f_{\{n\}}^{s+1} = \zeta_{\{n\}} - f_{\{n\}}^j,$$

$$\text{де, } \zeta_{\{n\}} = \alpha_{\{n\}}\zeta_{\{n+1\}} + \beta_{\{n\}}, \quad \alpha_{\{n\}} = \frac{P_{\{n\}}}{Q_{\{n\}} - \alpha_{\{n-1\}}R_{\{n\}}},$$

$$\beta_{\{n\}} = \frac{G_{\{n\}} + R_{\{n\}}\beta_{\{n-1\}}}{Q_{\{n\}} - \alpha_{\{n-1\}}R_{\{n\}}}.$$

У випадку меридіального перенесення при $i=1, j=1..20, k=1..50$:

$$\alpha_{\{i-1\}} = 1; \quad \beta_{u\{i-1\}} = 0;$$

$$\beta_{v\{i-1\}} = -2\Delta \{x, y\} \frac{v_{i+1,j,k} - v_{i,j,k}}{\Delta \{x, y\}}, \quad \text{якщо } u_{i,j,k} < 0;$$

$$\beta_{v\{i-1\}} = 0, \quad \text{якщо } u_{i,j,k} \geq 0;$$

$$\beta_{g\{i-1\}} = 0; \quad \beta_{q\{i-1\}} = 0.$$

Останні крайові умови справедливо задати тільки при $i=1$, оскільки для визначення коефіцієнтів α та β застосовується прямий прогон.

При $i=20, j=1..20, k=1..50$:

$$\zeta_{ui+1,j,k} = \frac{\beta_{ui}}{1 - \alpha_i};$$

$$\zeta_{vi+1,j,k} = \frac{\beta_{vi} - \left(-2\Delta \{x\} \frac{v_{i,j,k} - v_{i-1,k,j}}{\Delta \{x\}} \right)}{1 - \alpha_i}, \quad \text{якщо}$$

$$u_{i,j,k} > 0; \quad \zeta_{vi+1,j,k} = \frac{\beta_{vi}}{1 - \alpha_i}, \quad \text{якщо } u_{i,j,k} \leq 0;$$

$$\zeta_{gi+1,j,k} = \frac{\beta_{gi}}{1 - \alpha_i}; \quad \zeta_{qi+1,j,k} = \frac{\beta_{qi}}{1 - \alpha_i}.$$

Оскільки для визначення значень ζ застосовується обернений прогон, тому останні крайові умови досить задати тільки при $i=20$.

У випадку зонального перенесення при $i=1..20, j=1, k=1..50$:

$$\alpha_{\{j-1\}} = 1; \quad \beta_{v\{j-1\}} = 0;$$

$$\beta_{u\{j-1\}} = -2\Delta \{y\} \frac{u_{i,j+1,k} - u_{i,j,k}}{\Delta \{y\}}, \quad \text{якщо } v_{i,j,k} < 0;$$

$$\beta_{u\{j-1\}} = 0, \quad \text{якщо } v_{i,j,k} \geq 0;$$

$$\beta_{g\{j-1\}} = 0; \quad \beta_{q\{j-1\}} = 0.$$

Останні крайові умови справедливо задати тільки при $j=1$, оскільки для визначення коефіцієнтів α та β застосовується прямий прогон.

При $i=1..20, j=20, k=1..50$:

$$\zeta_{vi,j+1,k} = \frac{\beta_{vj}}{1 - \alpha_j};$$

$$\zeta_{ui,j+1,k} = \frac{\beta_{vj} - \left(-2\Delta \{y\} \frac{u_{i,j,k} - u_{i,j-1,k}}{\Delta \{y\}} \right)}{1 - \alpha_j}, \quad \text{якщо}$$

$$v_{i,j,k} > 0; \quad \zeta_{ui,j+1,k} = \frac{\beta_{vj}}{1 - \alpha_j}, \quad \text{якщо } v_{i,j,k} \leq 0;$$

$$\zeta_{gi,j+1,k} = \frac{\beta_{gj}}{1 - \alpha_j}; \quad \zeta_{qi,j+1,k} = \frac{\beta_{qj}}{1 - \alpha_j}.$$

Оскільки для визначення значень ζ застосовується обернений прогон, тому останні крайові

умови досить задати тільки при $j = 20$.

У випадку вертикального перенесення для визначення коефіцієнтів α та β використовується обернений прогон, тому крайові значення останніх достатньо задати на рівні $k = 50$. Отже, при $i = 1..20, j = 1..20, k = 50$:

$$\alpha_{i,j,k+1} = \frac{K_{z i,j,k-1/2}^u / \Delta z + w_{i,j,k-1/2}}{\Delta z / \tau + K_{z i,j,k-1/2}^u / \Delta z};$$

$$\beta_{ui,j,k+1} = \frac{2 \left[\zeta_{ui,j,k} - \left(-K_{z i,j,k-1/2}^u \gamma_{ui,j,k} / 2 \right) \right] \Delta z / \tau}{\Delta z / \tau + K_{z i,j,k-1/2}^u / \Delta z};$$

$$\beta_{\vartheta,j,k+1} = \frac{2 \left[\zeta_{\vartheta,j,k} + S_{i,j,k} + F_{\vartheta i,j,k} - \left(-K_{z i,j,k-1/2}^T \gamma_{\vartheta i,j,k} / 2 \right) \right] \Delta z / \tau}{\Delta z / \tau + K_{z i,j,k-1/2}^T / \Delta z};$$

$$\beta_{qi,j,k+1} = \frac{2 \left[\zeta_{qi,j,k} - \left(-K_{z i,j,k-1/2}^q \gamma_{qi,j,k} / 2 \right) \right] \Delta z / \tau}{\Delta z / \tau + K_{z i,j,k-1/2}^q / \Delta z}.$$

Для визначення значень ζ застосовується прямий прогон, тому достатньо задати крайові значення на рівні $k = 1$. Отже, при $i = 1..20, j = 1..20, k = 1$:

$\zeta_{ui,j,k-1} = 0; \zeta_{vi,j,k-1} = 0$, якщо точка розрахунку знаходиться над сушею;

$\zeta_{ui,j,k-1} = 2u_{wi,j,k-1}; \zeta_{vi,j,k-1} = 2v_{wi,j,k-1}$, якщо точка розрахунку знаходиться над морем, де u_w, v_w - складові модуля швидкості дрейфової течії;

$$\zeta_{\vartheta i,j,k-1} = 2\vartheta_{0i,j}; \zeta_{qi,j,k-1} = 2q_{0i,j}.$$

Величини з індексами «0» означають приземні або приводні значення.

2.3.2 Рішення скінченно-різницевої задачі, яка описує вплив нахилів рельєфу

За часом рівняння (4) апроксимуються за схемою Кранка-Нікольсона з урахуванням введення нових змінних (8). В результаті отримуємо наступні рівняння:

$$\frac{\zeta_{u\{n\}} - 2u_{\{n\}}^s}{\Delta t} = \alpha_{x\{n\}} \lambda \frac{\zeta_{\vartheta\{n\}}}{2}, \quad (15)$$

$$\frac{\zeta_{v\{n\}} - v_{\{n\}}^s}{\Delta t} = \alpha_{y\{n\}} \lambda \frac{\zeta_{\vartheta\{n\}}}{2}, \quad (16)$$

$$\frac{\zeta_{\vartheta\{n\}} - \vartheta_{\{n\}}^s}{\Delta t} = -S \left(\alpha_{x\{n\}} \frac{\zeta_{u\{n\}}}{2} + \alpha_{y\{n\}} \frac{\zeta_{v\{n\}}}{2} \right). \quad (17)$$

Після відповідних перетворень(15)-(17) отримуємо вирази для шуканих прогностичних величин складових швидкості вітру і відхилень температури повітря:

$$u_{\{n\}}^{s+1} = \zeta_{u\{n\}} - u_{\{n\}}^s, \quad (18)$$

$$v_{\{n\}}^{s+1} = \zeta_{v\{n\}} - v_{\{n\}}^s, \quad (19)$$

$$\vartheta_{\{n\}}^{s+1} = \zeta_{\vartheta\{n\}} - \vartheta_{\{n\}}^s, \quad (20)$$

$$\text{де } \zeta_{u\{n\}} = 2u_{\{n\}}^s + \Delta t \lambda \alpha_{x\{n\}} \frac{\zeta_{\vartheta\{n\}}}{2}, \quad (21)$$

$$\zeta_{v\{n\}} = 2v_{\{n\}}^s + \Delta t \lambda \alpha_{y\{n\}} \frac{\zeta_{\vartheta\{n\}}}{2}, \quad (22)$$

$$\zeta_{\vartheta\{n\}} = \frac{2\vartheta_{\{n\}}^s - S\Delta t \left(\alpha_{x\{n\}} u_{\{n\}}^s + \alpha_{y\{n\}} v_{\{n\}}^s \right)}{1 + S\lambda \frac{\Delta t}{4} \left(\alpha_{x\{n\}}^2 + \alpha_{y\{n\}}^2 \right)}. \quad (23)$$

2.3.3 Рішення скінченно-різницевої задачі адаптації метеорологічних полів і поля тиску

Для замикання представленої системи рівнянь необхідно також визначити величину аналогу відхилення тиску π' . Для цього, використовуючи попередньо ряд рівнянь із (5), було отримане тривимірне рівняння Пуассона, яке дискретизувалося на наявній просторовій сітці з неоднорідною нелінійною крайовою задачею третього роду (6-7). При цьому застосовувалося косинус-розкладання з елементами швидкого перетворення Фур'є для складових модуля швидкості вітру, а також операція розкладання плоского оператора Лапласа за власними функціями по горизонталі. В результаті відносно до $\partial^2 \pi' / \partial z^2$ отриманий вираз привели до відомої форми рекурентного співвідношення [9]:

$$P\pi_{i_{1/2},j_{1/2},k+1}^{s+1} - Q_i \pi_{i_{1/2},j_{1/2},k}^{s+1} + R\pi_{i_{1/2},j_{1/2},k-1}^{s+1} = -G_{i_{1/2},j_{1/2},k}, \quad (24)$$

де $P = R = \frac{\Delta \{x, y\} (1 + 4f^2 \tau^2)}{S\lambda \tau \Delta z^2}$; $i_{1/2}, j_{1/2}$ - горизонтальні координати проміжних сіткових точок;

$$Q_{i,l} = \frac{2\Delta\{x,y\}(1+4F_{\kappa}^2\tau^2)}{S\lambda\tau\Delta z^2} + 16\frac{\tau}{\Delta\{x,y\}} \left\{ \sin^2 \left[\frac{P(i-1)}{2} \right] + \sin^2 \left[\frac{P(j-1)}{2} \right] \right\};$$

$$G_{i_{1/2},j_{1/2},k} = \left[\begin{aligned} & (1+4F_{\kappa}^2\tau^2) \left[\begin{aligned} & S_{ui-1/2,l,k} - S_{ui+1/2,l,k} + \\ & + S_{vi,j-1/2,k} - S_{vi,j+1/2,k} \end{aligned} \right] + \\ & + D_{ui-1/2,j,k} - D_{ui+1/2,j,k} + \\ & + D_{vi,j-1/2,k} - D_{vi,j+1/2,k} + \\ & + \frac{\Delta\{x,y\}(1+4F_{\kappa}^2\tau^2)}{S\tau\Delta z} (g_{i,j,k} - g_{i,j,k+1}) \end{aligned} \right]_{i\pm 1/2,j\pm 1/2,k}$$

$$S_{ui-1/2,j,k} = (u_{i-1,j,k} + u_{i,j,k})_{i-1/2,j,k};$$

$$S_{ui+1/2,j,k} = (u_{i,j,k} + u_{i+1,j,k})_{i+1/2,j,k};$$

$$S_{vi,j-1/2,k} = (v_{i,j-1,k} + v_{i,j,k})_{i,j-1/2,k};$$

$$S_{vi,j+1/2,k} = (v_{i,j,k} + v_{i,j+1,k})_{i,j+1/2,k};$$

$$D_{ui-1/2,j,k} = \left[\begin{aligned} & (1-4F_{\kappa}^2\tau^2)(u_{i,j,k} + u_{i-1,j,k}) + \\ & + 4\tau F_{\kappa} (v_{i,j,k} + v_{i-1,j,k}) \end{aligned} \right]_{i-1/2,j,k};$$

$$D_{ui+1/2,j,k} = \left[\begin{aligned} & (1-4F_{\kappa}^2\tau^2)(u_{i+1,j,k} + u_{i,j,k}) + \\ & + 4\tau F_{\kappa} (v_{i+1,j,k} + v_{i,j,k}) \end{aligned} \right]_{i+1/2,j,k};$$

$$D_{vi,j-1/2,k} = \left[\begin{aligned} & (1-4F_{\kappa}^2\tau^2)(v_{i,j,k} + v_{i,j-1,k}) + \\ & + 4\tau F_{\kappa} (u_{i,j,k} + u_{i,j-1,k}) \end{aligned} \right]_{i,j-1/2,k};$$

$$D_{vi,j+1/2,k} = \left[\begin{aligned} & (1-4F_{\kappa}^2\tau^2)(v_{i,j+1,k} + v_{i,j,k}) + \\ & + 4\tau F_{\kappa} (u_{i,j+1,k} + u_{i,j,k}) \end{aligned} \right]_{i,j+1/2,k};$$

$$\tau = \frac{\Delta t}{4}$$

На рівні $k = 50$:

$$G_{i_{1/2},j_{1/2},k} = \left[\begin{aligned} & (1+4F_{\kappa}^2\tau^2) \left[\begin{aligned} & S_{ui-1/2,j,k} - S_{ui+1/2,j,k} + \\ & + S_{vi,j-1/2,k} - S_{vi,j+1/2,k} \end{aligned} \right] + \\ & + \frac{\Delta\{x,y\}(1+4F_{\kappa}^2\tau^2)}{\lambda S\tau\Delta z^2} \pi'_{i,j,k} \end{aligned} \right]_{i_{1/2},j_{1/2},k};$$

На рівні $k = 1$:

$$G_{i_{1/2},j_{1/2},1} = \left[\begin{aligned} & (1+4F_{\kappa}^2\tau^2) \left[\begin{aligned} & S_{ui-1/2,j,1} - S_{ui+1/2,j,1} + \\ & + S_{vi,j-1/2,1} - S_{vi,j+1/2,1} \end{aligned} \right] - \\ & - \frac{\Delta\{x,y\}(1+4F_{\kappa}^2\tau^2)}{S\tau\Delta z} g_{i,j,1} \end{aligned} \right]_{i_{1/2},j_{1/2},k};$$

Величини з індексами, які включають половинні кроки уздовж просторових координат, отримані в результаті прямого перетворення Фур'є.

Для вирішення рівняння (24) застосовуються методи оберненого прогону у вертикальному напрямку:

$$\pi'_{i+1/2,j+1/2,k}{}^{s+1} = \pi'_{i+1/2,j+1/2,k+1}{}^{s+1} \alpha_{i,j,k} + \beta_{i,j,k}, \quad (25)$$

де $k = 49..1$; $\{i, j\} = 1..20$;

$$\pi'_{i+1/2,j+1/2,50}{}^{s+1} = 0; \alpha_{i,j,k} = \frac{P}{Q_{i,j} - R\alpha_{i,j,k-1}},$$

$$\beta_{i,j,k} = \frac{G_{i_{1/2},j_{1/2},k} + R\beta_{i,j,k-1}}{Q_{i,j} - R\alpha_{i,j,k-1}} - \text{коєфіцієнти прогону,}$$

знаходяться методом прямого прогону в тому ж напрямку, що й в попередньому випадку; $\alpha_{i,j,1} = 1$; $\beta_{i,j,1} = 0$.

Скінченнорізницеві аналоги межових умов на бічних межах розрахункового паралелепіпеда мають вигляд:

- при $i = 1, j = 1..20, k = 1..49$:

$$\pi'_{i,j,k}{}^{s+1} = \pi'_{i,j,k}{}^s - \tau \left[\frac{\pi'_{i+1,j,k+1}{}^s - \pi'_{i,j,k+1}{}^s}{\Delta x} - \frac{-\lambda\Delta z \frac{g'_{i+1,j,k+1}{}^s - g'_{i,j,k+1}{}^s}{\Delta x}}{\Delta x} \right], \quad (26)$$

де $\pi'_{i,j,50}{}^s = -F_{\kappa}\Delta\{x,y\}(ju_g - iv_g)$;

- при $i = 20, j = 1..20, k = 1..49$:

$$\pi'_{i,j,k}{}^{s+1} = \pi'_{i,j,k}{}^s + \tau \left[\frac{\pi'_{i,j,k+1}{}^s - \pi'_{i-1,j,k+1}{}^s}{\Delta x} - \frac{-\lambda\Delta z \frac{g'_{i,j,k+1}{}^s - g'_{i-1,j,k+1}{}^s}{\Delta x}}{\Delta x} \right]; \quad (27)$$

- при $i = 1..20, j = 1, k = 1..49$:

$$\pi_{i,j,k}^{s+1} = \pi_{i,j,k}^{ts} - \tau \left[\frac{\pi_{i,j+1,k+1}^{ts} - \pi_{i,j,k+1}^{ts}}{\Delta x} - \frac{-\lambda \Delta z}{\Delta x} \frac{g_{i,j+1,k+1}^s - g_{i,j,k+1}^s}{\Delta x} \right]; \quad (28)$$

- при $i = 1..20, j = 20, k = 1..49$:

$$\pi_{i,j,k}^{s+1} = \pi_{i,j,k}^{ts} + \tau \left[\frac{\pi_{i,j,k+1}^{ts} - \pi_{i,j-1,k+1}^{ts}}{\Delta x} - \frac{-\lambda \Delta z}{\Delta x} \frac{g_{i,j,k+1}^s - g_{i,j-1,k+1}^s}{\Delta x} \right]. \quad (29)$$

Після застосування оберненої процедури косинус-розкладання шукана величина аналогу відхилення тиску отримується в основних вузлах сітки.

Значення відхилень потенціальної температури знаходяться за діагностичним рівнянням статички (5), перетвореного алгебраїчним способом до вигляду, при застосуванні схеми Кранка-Ніколсона:

$$g_{i,j,k}^{s+1} = \zeta_{g_{i,j,k}} - g_{i,j,k}^s, \quad (30)$$

$$\text{де } \zeta_{g_{i,j,k}} = \frac{1}{\lambda} \frac{\pi_{i,j,k+1}^{s+1} - \pi_{i,j,k}^{s+1}}{\Delta z}.$$

Складові модуля швидкості вітру отримуються через заміну перших двох рівнянь (5) скінченнорізницеvim аналогом на розхитаній за простором сітці (рис. 1) з застосуванням процедури релаксації, яка полягає у тому, що для прогностичного значення шуканої метеорологічної величини використовується лінійна комбінація поточного і діагностичного значень:

$$u_{i+1/2,j,k}^{s+1} = \frac{1}{1+4\tau^2 F_\kappa^2} \times \left[\frac{D_{i+1/2,j,k}}{\Delta\{x,y\}} - \frac{16\tau^2 F_\kappa}{\Delta\{x,y\}} \times \left(\frac{\pi_{i+1,j+2,k}^{s+1} + \pi_{i+1,j+2,k}^{s+1}}{-\pi_{i,j,k}^{s+1} - \pi_{i+1,j,k}^{s+1}} \right) - \frac{4\tau}{\Delta\{x,y\}} (\pi_{i+1,j+1,k}^{s+1} - \pi_{i,j+1,k}^{s+1}) \right]; \quad (31)$$

$$v_{i,j+1/2,k}^{s+1} = \frac{1}{1+4\tau^2 F_\kappa^2} \times \left[\frac{D_{i,j+1/2,k}}{\Delta\{x,y\}} + \frac{16\tau^2 F_\kappa}{\Delta\{x,y\}} \times \left(\frac{\pi_{i+2,j,k}^{s+1} + \pi_{i+2,j+1,k}^{s+1}}{-\pi_{i,j,k}^{s+1} - \pi_{i,j+1,k}^{s+1}} \right) - \frac{4\tau}{\Delta\{x,y\}} (\pi_{i+1,j+1,k}^{s+1} - \pi_{i+1,j,k}^{s+1}) \right]. \quad (32)$$

Після застосування швидкого оберненого перетворення Фур'є складові модуля швидкості вітру отримуються в основних вузлах сітки.

2.4 Опис порядку обчислень

Весь етап обчислень розділяється на два основних підетапи [9]:

-- обчислення приповерхневих параметрів;
-- рішення задачі вільного граничного шару методом розщеплення.

В рамках першого підетапу визначаються:

- 1) локальний час;
- 2) метеорологічні величини на верхньому рівні приземного шару та на рівні Землі або на поверхні води;
- 3) параметри в середині шару постійних потоків;
- 4) модифіковані профілі температури, масової частки водяної пари та профілі кількості крапельної рідини, а також кількості опадів в результаті застосування процедури вологоконвективного пристосування;
- 5) 5.1) якщо розрахункова точка знаходиться над сушею, то:

- потоки коротко- та довгохвильової радіації на всіх рівнях в граничному шарі та на підстильній поверхні;
- теплофізичні характеристики ґрунту в залежності від її вологості;
- температура поверхні ґрунту як результат рішення рівняння теплового балансу ґрунту;
- профілі температури глибинних шарів ґрунту в результаті рішення рівняння теплопровідності ґрунту;
- характеристики вологості ґрунту за рівнянням водного балансу;

5.2) якщо розрахункова точка знаходиться над морем, то:

- потоки коротко- та довгохвильової радіації на всіх рівнях в граничному шарі та на поверхні води;
- додаткові потоки за рахунок бризкових хмар, які утворюються при наявності штормового вітру;
- потоки імпульсу, явного та прихованого тепла;
- вертикальні профілі швидкості руху води, температури та параметрів турбулентності, а також їх поверхневих значень;

6) поверхневі напруження вітру;

7) підготовка інформації на поверхні Землі та на верхньому рівні приземного або приводного шарів.

В рамках другого підетапу рішення задачі ві-

льного граничного шару включає в себе:

- розрахунок перенесення по вертикалі властивостей повітряної маси за допомогою одновимірною прогону для полів температури, вологості і складових швидкості вітру, а також параметрів турбулентності (позначимо цю процедуру як PROGZ);
- розрахунок перенесення уздовж вісі X (позначимо цю процедуру як TRANSX);
- розрахунок перенесення уздовж вісі Y (позначимо цю процедуру як TRANSY);
- розрахунок полів складових швидкості вітру і відхилення потенціальної температури з урахуванням рельєфу (позначимо цю процедуру як RELIEF);
- розрахунок поля тиску в результаті рішення рівняння Пуассона та подальша адаптація з полями метеорологічних величин (позначимо цю процедуру як ADAPT).

Використання вищезазначених процедур здійснюється за двоциклічною схемою розщеплення зі симетризацією (рис. 3), суть якої поля-

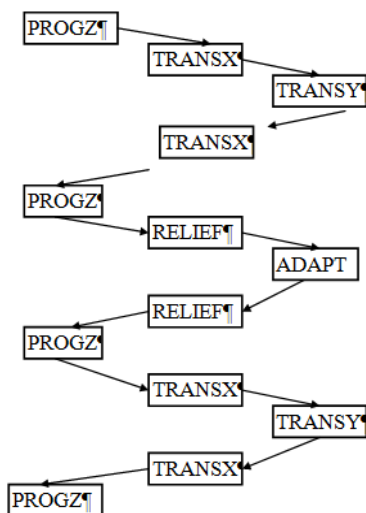


Рис. 3 -- Схема розв'язування задачі вільного граничного шару методом розщеплення

Fig. 3 - Scheme for solving the free boundary layer problem using the splitting method

гає у тому, що перед та після процедури адаптації метеорологічних полів та поля тиску, виконуються процедури турбулентного та впорядкованого переносів, а також врахування ефектів орографії, які, в свою чергу, також циклічно повторюються. Тобто, спочатку відбувається розрахунок перенесень уздовж вісей Z, X, Y, X, Z, після чого враховуються орографічні ефекти, здійснюється розрахунок поля тиску та адаптація останнього до полів метеорологічних величин. Надалі послідовність розрахунків повторюється дзеркально або симетрично, тобто: враху-

вання нахилів підстильної поверхні, перенесення уздовж вісей Z, X, Y, X, Z.

Після процедури PROGZ починається знову перший підетап розрахунків.

2.5 Умови проведення чисельного експерименту

2.5.1 Загальні відомості

Основною умовою використання квазістатичності в задачах граничного шару є умови переважання горизонтальних розмірів області розрахунку над її вертикальними розмірами. Передбачається, що співвідношення вертикального масштабу до горизонтального не повинне перевищувати декількох сотих. З іншого боку, задача про мезометеорологічний граничний шар атмосфери припускає, що процеси конвекції, включаючи багатоярусну конвекцію, що виходить за межі граничного шару, розглядатися не будуть. Конвективні процеси враховувалися параметрично через застосування процедури вологоконвективного пристосування [7], результатом якого є модифікація профілів температури та вологості, а також визначення кількості крапельної рідини та опадів. Це означає також, що використання повного третього рівняння руху не передбачається в цьому дослідженні. У протилежному випадку, область розрахунку по вертикалі не повинна була б обмежуватися декількома тисячами метрів, тобто для коректного опису вертикального переносу за рахунок конвекції необхідно було перенести верхню межу розрахунку, де відбувається згасання вертикальних рухів, на висоту тропопаузи або вище. Необхідно підкреслити, що проводиться моделювання суто граничного шару, а не вільної атмосфери до рівня конвекції.

Крім того, вихідна постановка задачі [7] не припускає розв'язання повної регіональної задачі прогнозу погоди у всій товщі тропосфери і навіть нижній стратосфері, як це здійснюється в сучасних моделях.

У зв'язку із цим була обрана область 100*100 км у північно-західній частині Чорного моря поблизу м. Одеса із центром у районі с. Вигода (Палійове) зі сталим кроком сітки 5000 м уздовж вісей x та y, тобто 20*20 вузлів, і 50 рівнів по вертикалі (50, 100, 150, 200, ..., 2500 м) зі сталим кроком по вертикалі в 50 м. Таким чином, просторова сітка – це паралелепіпед з розмірами 20x20x50 точок.

2.5.2 Визначення берегової лінії

Область розрахунку з розташуванням вузлів у горизонтальній площині (рис. 4) знаходиться в межах $46^{\circ}11'41'' - 47^{\circ}02'59''$ пн.ш. та $30^{\circ}00'21'' - 31^{\circ}15'36''$ сх.д. Вузли, охоплені в кружечки, є контрольними вузлами, які співпадають з місцем розташування станцій, де проводилися метеорологічні вимірювання, результати яких будуть порівнюватися в подальшому з результатами чисельного моделювання.

Берегова лінія формувалася зняттям з фізичної електронної географічної карти точних координат точок, що розташовуються на береговій лінії, які потім за допомогою графічного інструментарію візуалізувалися у криву відповідної форми (рис. 4, синя крива).

Для визначення належності сіткових точок до моря чи до суші, які знаходяться на межі розділу, на географічну фізичну карту необхідного масштабу була накладена модельна просторова сітка, яка розбила область розрахунку на окремі комірки. Далі здійснювалася оцінка кожної комірки на предмет відсотку води або в суші в ній. Таке зіставлення показало, що частина з них цілком належать морю, більша частина – сухо-

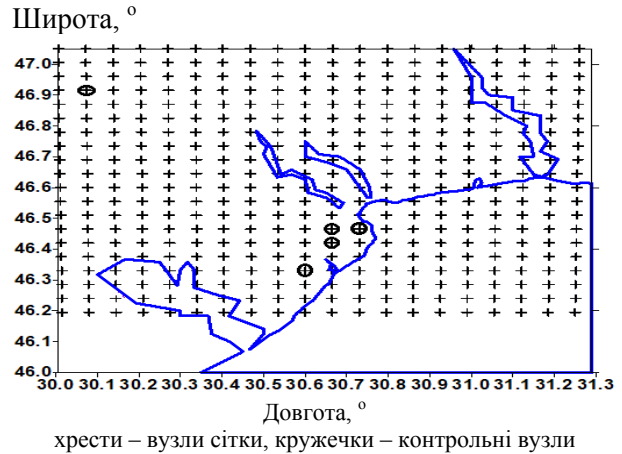


Рис. 4 -- Область розрахунку в північно-західній частині Чорного моря
 Fig. 4 - Settlement area in the north-western part of the Black Sea

долу, а деякі є межовими (табл. 1). Наприклад, число 25 означає, що в комірці 25 % займає вода, отже, 75 % -- суша. Цифри «1» та «0» означають, що в поточній комірці всю площу займають вода та суша відповідно. Для такої оцінки була використана дійсна карта північно-західної частини Чорного моря, а не груба схема берегової лінії.

Таблиця 1 - Частка води (%) від загальної площі комірки сітки області розрахунку
 Table 1 - Water percentage (%) of the total area of the grid cell of the calculation area

Номер вузла, вісь y	22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	0	0	0	0	0	
	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22	0	0	0	0	0	
	19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	0	0	0	0	0	
	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	45	15	0	0	0	0	
	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	50	5	0	0	0	
	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	50	8	0	0	
	15	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	40	15	0	0	
	14	0	0	0	0	0	0	0	0	5	15	25	0	0	0	0	0	0	15	25	0	0	
	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	25	25	10	0	0	0	0	35	50	0	0	
	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	20	0	40	0	0	0	5	0	10	15	0	
	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	5	20	0	0	5	30	80	1	1	90	70
	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25	25	50	70	97	1	1	1	1	1	1
	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	6	0	0	0	15	10	0	0	0	0	0	0	0	55	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	5	0	0	10	75	1	30	40	0	0	0	0	40	97	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	4	0	0	0	25	1	85	50	0	0	0	0	75	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	3	0	0	0	15	97	1	1	60	0	0	20	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	2	0	0	0	0	5	32	95	85	0	0	75	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	1	0	0	0	0	0	0	0	98	55	35	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
	Номер вузла, вісь x																						

«0» - суша, «1» - море; цифри жирним шрифтом – внутрішні основні вузли сітки в області розрахунку

2.5.3 Фізико-географічні умови області розрахунку та рельєф

Північно-західний причорноморський регіон (рис. 5) охоплює центральну частину Одеської області та знаходиться, якщо розглядати в межах фізико-географічного районування, в степовій природній зоні на Причорноморській низовині.



Рис. 5 -- Фізико-географічна карта Північно-Західного Причорномор'я (чорна рамка)
Fig. 5 - Physical and geographical map of the North-Western Black Sea region (black box)

В Північному Причорномор'ї є велика кількість лиманів, тобто водойм повністю або частково відділених пересипом від моря. До найбільших відносяться Дністровський, Хаджибейський, Куяльницький та Тилігульський лимани. Окрім порізаності берегової лінії, цей фактор також може відігравати певну роль у створенні температурної неоднорідності підстильної поверхні. Річкова мережа в межах регіону складається з річок Великий та Середній Куяльники, а також Тилігул.

Поверхня території переважно рівнинна, з нахилом з північного заходу (максимальна висота над рівнем моря складає 150 м) на південний схід до узбережжя Чорного моря. Разом з тим, рівнина у багатьох містах пересічена глибокими долинами річок, ярами і балками (рис. 6). На морському узбережжі та на берегах лиманів перепад висот складає в середньому величину 40-50 м, в глибині материка останній зменшується до 20-30 м, який в північно-західній частині дещо збільшується за рахунок загального підйому висоти місцевості, зумовленого відрогами Подільської височини.

Останній рисунок був графічно зображений на базі сформованої матриці висот рельєфу, запозиченого з [12], яка відповідає за своїми геометричними розмірами та розмірами комірок прийнятій просторовій сітці, що на рис. 4, та буде використовуватися в подальшому чисельному моделюванні.

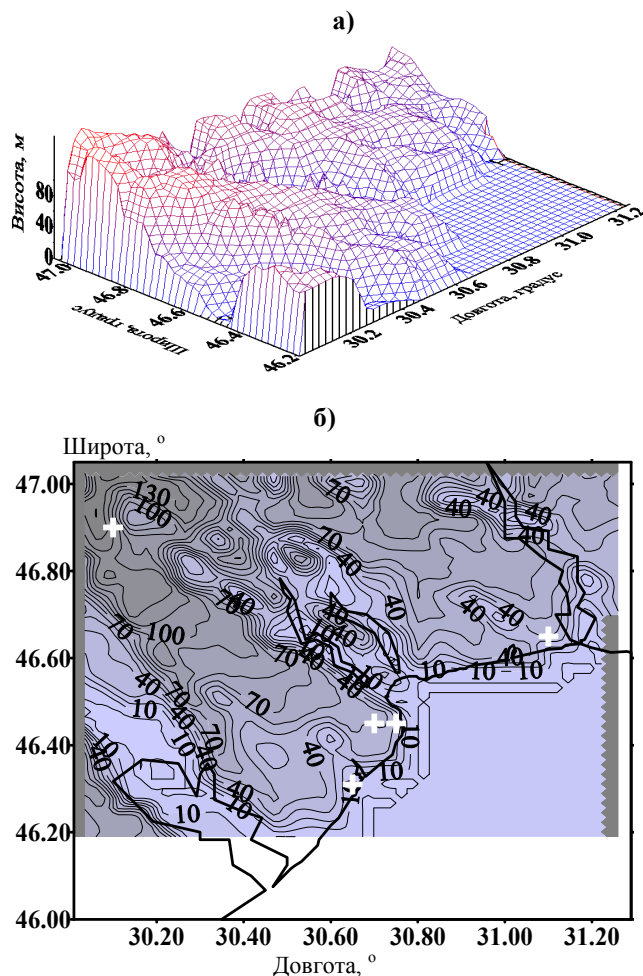


Рис. 6 – Поле рельєфу Північно-Західного Причорномор'я: а) об'ємне поле рельєфу; б) горизонтальне поле рельєфу
Fig. 6 - Relief field of the North-Western Black Sea region: а) three-dimensional relief field; б) horizontal relief field

2.5.4 Ґрунтові ресурси та їх теплофізичні характеристики

На обраній території спостерігаються переважно чорноземні ґрунти [13] (рис. 7).

Здебільшого зустрічаються чорноземи на лесових породах. До них відносяться звичайні (рис. 7 (1)), які розташовуються в північно-західній частині розглядуваного регіону, де трапляються середньогумусні та малогумусні глибокі, а також малогумусні неглибокі чорноземи. Міцелярно-карбонатні (рис. 7 (2)) розташовуються на західному узбережжі Дністровського лиману з різновидами малогумусних та малогумусних неглибоких. Південні (рис. 7 (3)) малогумусні та слабогумусовані види розташовуються широкою смугою на та біля узбережних районів між наявними лиманами. Залишково-солонцюваті (рис. 7 (4)) ґрунти зосереджується вузькою смугою над прибережними районами

з двох сторін Хаджибейського та Куяльницького лиманів, а також за Тилігульським лиманом на схід від останнього.

Чорноземи солонцюваті на щільних глинах (рис. 7 (5)) спостерігається загалом на верхів'ях Хаджибейського лиману та трохи північно-західніше уздовж яру останнього.

Щебенюваті на елювії щільних карбонатних порід (рис. 7 (6)) займають невелику порівняно площу, розташовану окремими осередками між Дніпровським і Хаджибейським та між Куяльницьким та Тилігульським лиманами.

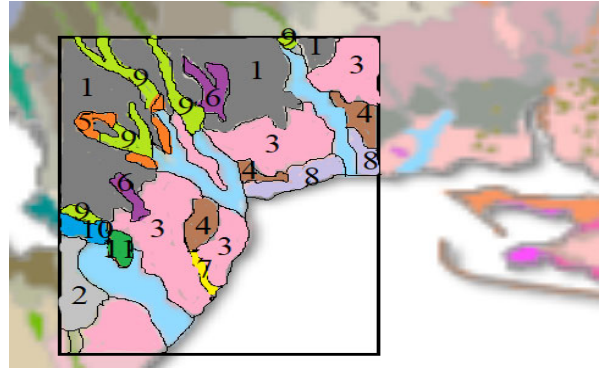
Лучно-чорноземні ґрунти переважно на лесовидних породах (рис. 7 (7)) можуть спостерігатися в дуже малих кількостях здебільшого в долині Бурлачої балки.

Темно-каштанові ґрунти переважно на лесових породах (рис. 7 (8)) відмічаються на узбережжі між Куяльницьким та Тилігульським лиманами, а також за останнім.

Лучні та чорноземно-лучні поверхнево-солонцюваті ґрунти (рис. 7 (9)) зосереджуються в долинах річок Середнього та Великого Куяльників, річки Тилігул та північніше від Дністровського лиману.

Лучно-болотні ґрунти (рис. 7 (10)) розташовані на території Нижньодністерського національного природного парку та уздовж рівнинної долини на лівобережжі Дністра.

Дернові супіщані та суглинкові ґрунти (рис. 7 (11)) спостерігаються на дуже невеликій площі, розміщеній в пригірловій частині Дністра.



1 – чорноземи звичайні; 2 – чорноземи міцелярно-карбонатні; 3 – чорноземи південні; 4 – чорноземи залишково-солонцюваті; 5 – чорноземи солонцюваті на щільних глинах; 6 – чорноземи щебенюваті на елювії щільних карбонатних порід; 7 – лучно-чорноземні ґрунти переважно на лесовидних породах; 8 – темно-каштанові ґрунти переважно на лесових породах; 9 – лучні та чорноземно-лучні поверхнево-солонцюваті ґрунти; 10 – лучно-болотні ґрунти; 11 – дернові супіщані та суглинкові ґрунти.

Рис. 7 – Горизонтальний розподіл ґрунтів Північно-Західного Причорномор'я (чорна рамка).

Fig. 7 - Horizontal distribution of soils in the North-Western Black Sea region (black box).

Згідно з горизонтальним розподілом (рис. 7) ґрунтів в північно-західному причорноморському регіоні в кожному вузлі просторової сітки на поверхні землі задавалися відповідні теплофізичні характеристики підстильної поверхні, такі як об'ємна вага (або щільність ґрунту з урахуванням порів), питома вага (або вага твердої фази) і пористість ґрунту у відповідності з типом ґрунту (табл. 2), а також відповідний емпірично розрахований коефіцієнт температуропровідності.

Таблиця 2 – Теплофізичні характеристики різних типів ґрунтів на глибинах 0-10 см
Table 2 -- Thermophysical characteristics of various types of soils at depths of 0-10 sm

№ п/п	Тип ґрунту	Щільність, ρ_c , г/см ³	Питома вага, $\rho_{m.ф.}$, г/см ³	Пористість, p , %
1	Чорноземи звичайні на лесах	1,00-1,17 [14]	2,44-2,67 [14]	58 [14]
2	Чорноземи міцелярно-карбонатні на лесах	1,20 [14]	2,61 [14]	54 [14]
3	Чорноземи південні на лесах	1,00 [14]	2,60 [14]	62 [14]
4	Чорноземи залишково-солонцюваті на лесах	1,00-1,22 [14]	2,4-2,5 [14]	51-58 [14]
5	Чорноземи солонцюваті на щільних глинах	1,40 [15]	2,65 [15]	47 [15]
6	Чорноземи щебенюваті на елювії щільних карбонатних порід	1,20 [16]	2,50 [16]	52 [16]
7	Лучно-чорноземні ґрунти на лесовидних породах	1,12 [17]	2,60 [17]	56 [17]
8	Темно-каштанові ґрунти залишково-солонцюваті на лесах	1,15-1,17 [14]	2,63-2,64 [14]	56 [14]
9	Лучні та чорноземно-лучні поверхнево-солонцюваті ґрунти	1,00 [15]	2,45 [15]	59 [15]
10	Лучно-болотні ґрунти	1,33 [18]	2,55 [18]	48 [18]
11	Дернові супіщані та суглинкові ґрунти	1,45 [14]	2,64 [14]	39 [14]

Використовуючи дані з табл. 2, коефіцієнт температуропровідності розраховуватиметься для кожного типу ґрунтів в залежності від щільності, ρ_c , $[\text{г}/\text{см}^3]$ та об'ємної вологості, w [%] [19]

$$K_s \cdot 10^3 = 2,1\rho_c^{1,2-0,02w} e^{0,007(w-20)^2} + \rho_c^{0,8+0,02w}$$

Якщо різноманітність типів ґрунтів не враховується, то для визначення коефіцієнта температуропровідності застосовується залежність лише від об'ємної вологості, формула для якої вже описана в [7]. Пористість використовується для визначення максимальної вологості або вологості насичення, яка застосовується при розв'язанні рівняння водного балансу.

2.5.5 Визначення параметру шорсткості підстильної поверхні

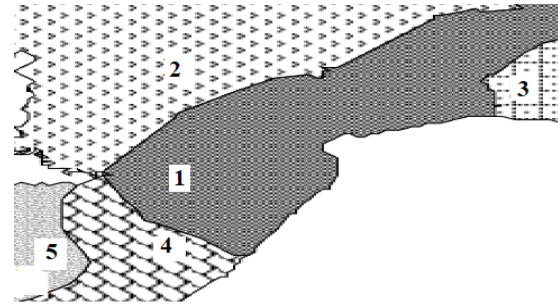
В цьому дослідженні враховуються також особливості шорсткості підстильної поверхні розгляданого регіону, тобто для кожного вузла розрахункової області визначалося своє значення параметру шорсткості, яке надалі застосовувалося при рішенні задачі шару сталих потоків. Для цього необхідно було, по-перше, дослідити земельні ресурси регіону, їх види та ваговий розподіл; по-друге, визначити домінуючий тип природної рослинності та її середню висоту; по-третє, знайти середньо зважене значення параметру шорсткості, яке залежить від висоти елементів шорсткості різної етіології, покриваючих підстильну поверхню.

Нагадаю, що всі земельні ресурси розділяються на дві групи:

- сільськогосподарського (с/г) призначення: орна земля, багаторічні насадження, сінокоси й пасовища, перелоги;

- несільськогосподарського призначення: ліси та інші лісовкриті площі, забудовані землі, відкриті заболочені землі та відкриті землі без рослинного покриву або з незначним рослинним покривом.

Згідно з природно-сільськогосподарським районуванням, що детально описане в [20], у північно-західному регіоні Чорного моря зосереджено 5 природно-сільськогосподарських округів (рис. 8), які в свою чергу відносяться до певної провінції та зони в рамках районування.



1 - Дністровсько-Нижньо-Дніпровський округ; 2 - Південно-Бузько-Інгульський округ; 3 - Присивашський округ; 4 - Дунайсько-Дністровський округ; 5 - Задністровський округ

Рис. 8 - Схема розташування природно-сільськогосподарських районів в Північно-Західному Причорномор'ї
Fig. 8 - Layout of natural and rural districts in the North-Western Black Sea region

А саме, південна та північна відповідно частини двох округів з зони Степу: Південно-Бузько-Інгульського Степової Правобережної провінції та Задністровського Степової Придунайської провінції; південна та північна відповідно частини двох округів зі Степової посушливої зони: Дністровсько-Нижньо-Дніпровського Степової посушливої Правобережної провінції та Дунайсько-Дністровського Степової посушливої Придунайської провінції, а також західна частина Присивашського округу Сухостепової Присивашської провінції Сухостепової зони.

Частка с/г угідь з загальної площі земельних ресурсів відповідних округів (табл. 3 [20]) коливається в межах 0,82-0,89, з них на ріллю припадає 0,70-0,74, перелоги – 0,001-0,003, багаторічні насадження – 0,02-0,055, сіножаті – 0,002-0,008, пасовища – 0,05-0,12. Частка не с/г земель коливається в межах 0,11-0,18, з них на ліси та інші лісовкриті площі припадає 0,04-0,06, забудовані землі – 0,0035-0,07, відкриті заболочені землі – 0,005-0,09, відкриті землі без рослинного покриву або з незначним рослинним покривом – 0,009-0,06. В межах цього дослідження розподіл часток земельних ресурсів в межах округів приймається рівним відповідному розподілу в межах північно-західного регіону Причорномор'я. Тобто, якщо розрахункова точка знаходиться в Південно-Бузько-Інгульському окрузі (зона 2, див. рис. 8), це означає, що на цю точку впливають елементи шорсткості відповідних видів земельних угідь з вагою у частках одиниці, притаманною для всього округу (див. табл. 3).

Таблиця 3 – Частка земельних ресурсів, \tilde{m} , в природно-сільськогосподарських округах Північно-Західного Причорномор'я по районах [20]

Table 3 - Share of land resources, \tilde{m} , in natural and agricultural districts of the north-western Black Sea region by districts [20]

Зона	Степ								
Провінція	Степова Правобережна								
Округ	Південно-Бузько-Інгільський								
Вид земельних ресурсів	с/г угіддя (0,89)					не с/г землі (0,11)			
	рілля	Перелоги*	багаторічні насадження	сіножаги	пасовища	ліси та інші лісовкриті площі	забудовані землі	відкриті заболочені землі	відкриті землі без рослинного покриву або з незначним рослинним покривом
Схематичне позначення	\tilde{m}_p	\tilde{m}_n	$\tilde{m}_{он}$	\tilde{m}_c	\tilde{m}_{nc}	$\tilde{m}_л$	$\tilde{m}_{зз}$	$\tilde{m}_{бзз}$	$\tilde{m}_{ор}$
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Частка від загальної площі округу,	0,74	0,002	0,02	0,006	0,12	0,06	0,035	0,006	0,009
Провінція	Степова Придунайська								
Округ	Задністровський								
Вид земельних ресурсів	с/г угіддя (0,88)					не с/г землі (0,12)			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Частка від загальної площі округу	0,70	0,001	0,051	0,008	0,12	0,05	0,05	0,010	0,010
Зона	Степова посушлива								
Провінція	Степова посушлива Правобережна								
Округ	Дністровсько-Нижньо-Дніпровський								
Вид земельних ресурсів	с/г угіддя (0,85)					не с/г землі (0,15)			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Частка від загальної площі округу	0,74	0,003	0,02	0,002	0,09	0,05	0,07	0,005	0,02
Провінція	Степова посушлива Придунайська								
Округ	Дунайсько-Дністровський								
Вид земельних ресурсів	с/г угіддя (0,82)					не с/г землі (0,18)			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Частка від загальної площі округу	0,71	0,001	0,055	0,004	0,05	0,04	0,04	0,09	0,01
Зона	Сухостепова								
Провінція	Сухостепова Присивашська								
Округ	Присивашський								
Вид земельних ресурсів	с/г угіддя (0,83)					не с/г землі (0,17)			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Частка від загальної площі округу	0,70	0,002	0,02	0,006	0,10	0,06	0,04	0,01	0,06

* - заросла дикою рослинністю і молодими деревами, задернована орна земля, що не оброблялася протягом 8-20 років поспіль

Таким чином, середньозважена висота елементів шорсткості для кожної зони, \tilde{h}_3 , визначатиметься за формулою:

$$\tilde{h}_3 = \tilde{m}_p \tilde{h}_p + \tilde{m}_n \tilde{h}_n + \tilde{m}_{он} \tilde{h}_{он} + \tilde{m}_c \tilde{h}_c + \tilde{m}_{nc} \tilde{h}_{nc} + \tilde{m}_л \tilde{h}_л + \tilde{m}_{зз} \tilde{h}_{зз} + \tilde{m}_{бзз} \tilde{h}_{бзз} + \tilde{m}_{ор} \tilde{h}_{ор}, \quad (33)$$

де $\tilde{h}_p, \tilde{h}_{nc}, \tilde{h}_{он}, \tilde{h}_c, \tilde{h}_{nc}, \tilde{h}_л, \tilde{h}_{зз}, \tilde{h}_{бзз}, \tilde{h}_{ор}$ - середньо зважені висоти по ріллі, перелогам, багаторічним насадженням, сінокосам, пасовищам,

лісам та іншим лісовкритим площам, забудованим землям, відкритим заболоченим місцям, відкритим землям без рослинності відповідно. Значення величин, які входять у формулу (33), не будуть наводитися за браком місця. Необхідно відмітити лише те, що для отримання останніх була проведена кропітка робота у визначенні предметної наповненості елементами шорсткості того чи іншого земельного угіддя, їх вагового внеску та просторового розподілення. При цьому тут також враховувався період року на предмет вегетації. Детальний опис проведеної роботи міститься у проміжному звіті про науково-

дослідну роботу «Дослідження особливостей термодинамічної структури турбулентного граничного шару атмосфери над північно-західним причорноморським регіоном України за допомогою чисельного моделювання» кафедри фізичного виховання та валеології.

Параметр шорсткості приймається лінійно залежним від середньозваженої висоти елементів шорсткості через коефіцієнт пропорційності, A

$$z_0 = A \cdot \tilde{h}_z, \quad (34)$$

де $A = z_{0cp} / \tilde{h}_z$, z_{0cp} - середнє значення для відповідного типу підстильної поверхні [21]. Тобто, в залежності від того трава це чи ліс, лісистість чи село, місто чи крупне місто буде визначатися значення коефіцієнта A (табл. 4).

Застосовуючи формулу (34), значення коефіцієнта A й значення середньозважених висот в метрах, отримаємо наступні значення параметру шорсткості. Як приклад, наведемо просторовий горизонтальний розподіл для травня (рис. 9).

Просторовий розподіл параметру шорсткості має яскраво виражену осередкову структуру. Найбільш високий осередок припадає на територію міста Одеса ($z_0=2,0$ м), його приміську зону ($z_0=0,6$ м), а також лісисту частину місцевості на південний захід від міста в районі розташування Державного ботанічного заказника ($z_0=0,8$ м). Невеликий відріг простягається також до міста Чорноморськ ($z_0=1,0$ м). Другий двоцентровий осередок зосереджується над територією Нижньодністерського національного природного парку ($z_0=1,4$ м), а третій -- уздовж ярів та балок

Таблиця 4 – Значення коефіцієнта A в залежності від типу підстильної поверхні у конкретній точці

Table 4 - Value of the coefficient A depending on the type of underlying surface at a particular point

Періоди вегетації (кількість днів з початку вегетації) або невегетаційний період	Тип підстильної поверхні	Коефіцієнт A
1-30, 31-60 днів	Трава низька	0,008
61-90, 90-120, 120-160 днів	Трава висока	0,023
Невегетаційний період	Скошена трава або оголена земля	0,016
-	Рідкий ліс	0,305
-	Ліс	0,482
-	Село	0,096
-	Місто	0,322
-	Крупне місто	0,804

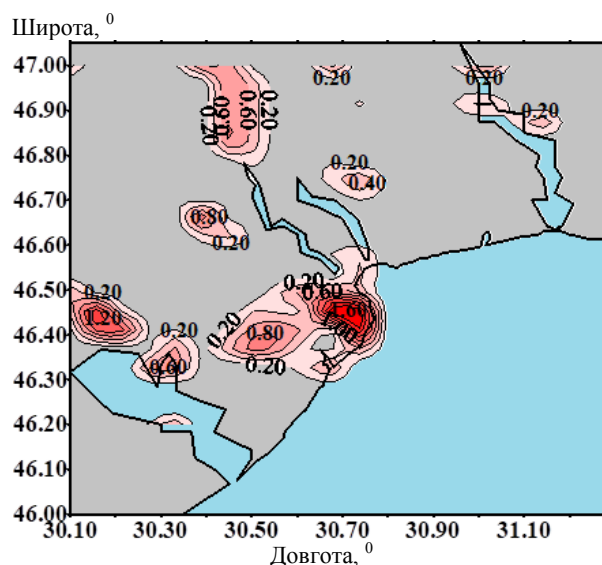


Рис. 9 – Просторовий розподіл параметру шорсткості в Північно-Західному Причорномор'ї у травні

Fig. 9 - Spatial distribution of the roughness parameter in the North-Western Black Sea region in May

у верхній частині Хаджибейського лиману ($z_0=1,0$ м). Решта осередків припадає або на лісисту місцевість, або на села. Фонове значення параметру шорсткості складає в середньому від 0,02 до 0,07 м.

2.5.6 Визначення альbedo підстильної поверхні

Окрім врахування рельєфу, типу ґрунтів та відповідно їх теплофізичних характеристик, а також детального опису шорсткості підстильної поверхні, в цій роботі також буде враховуватися просторовий розподіл альbedo. Причому останній отриманий для періоду вегетації та в невегетаційний період (рис. 10).

На розглядуваній території приймається 8 типів підстильних поверхонь: вода, трава, ґрунточорнозем, рідкий ліс, ліс, село, місто, крупне місто. Для них альbedo встановлювалося згідно з табл. 5 [19].

Значення альbedo для води приймалося рівним 8 як середньоарифметичне з діапазону типових його значень 5-10 %.

Альbedo для трави приймається у вегетаційний період як для свіжої зеленої трави, а в решту часу, окрім зимових місяців, як для сухої трави.

Оголоною підстильна поверхня рахується, починаючи з жовтня та закінчуючи березнем. Тут значення альbedo береться як середньоарифметичне між його значеннями у вологому та сухому стані чорноземних ґрунтів. В зимовий період враховується наявність нестійкого снігового покриву.

Таблиця 5 – Значення альbedo (%) різних типів підстильних поверхонь [19]

Table 5 - Albedo values (%) of various types of underlying surfaces [19]

Період року Тип підстильної поверхні	квітень- вересень	жовтень- листопад, березень	грудень- лютий
вода	8	8	8
трава	26	19	27
чорноземний ґрунт	-	11	22
рідкий ліс	21	18	22
ліс	15	24	23
село	24	15	25
місто	20	25	31
крупне місто	16	18	26

Значення альbedo для лісів береться як середньоарифметичне між значеннями останнього для хвойних та листяних лісів. В період пожовтіння крони дерев у лісах альbedo задається більшим.

Для рідкого лісу альbedo складається з його середньоарифметичного значення для трави та дерев у вегетаційний період, для оголеної землі і дерев – для решти періодів року.

Альbedo для села формується як середньоарифметичне між відповідними значеннями для рідкого лісу та трави, якщо розглядається у вегетаційний період, та для оголеної землі й рідкого лісу - для решти періодів року.

Альbedo для міст формується як середнє значення з типових градацій для такого типу підстильної поверхні.

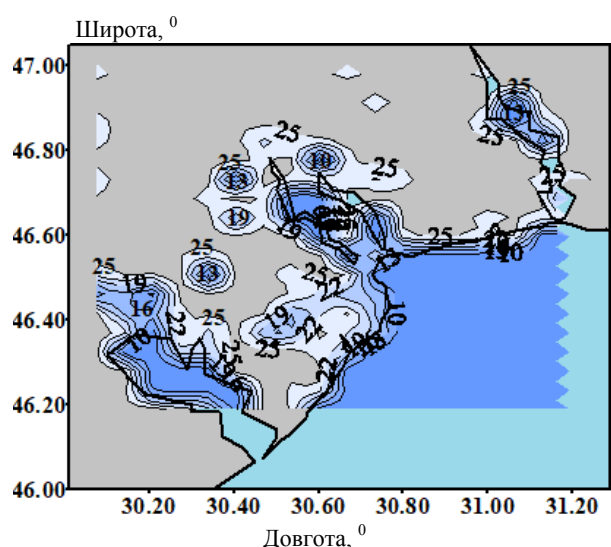


Рис. 10 – Просторовий розподіл альbedo підстильної поверхні у вегетаційний період

Fig. 10 - Spatial distribution of the underlying surface albedo during the growing season

В помірних широтах при нестійкому сніговому покриві альbedo складає величину біля 38 %. Згідно з [22] середня кількість днів зі сніговим покривом за зиму в розглядуваному регіоні складає 38 днів. Таким чином, саме 38 днів зі сніговим покривом альbedo складатиме величину 38 %, а в решту зимових днів – величину альbedo тої підстильної поверхні, яка розглядається. Виходячи з цього, було знайдене середнє за зиму значення альbedo для кожного типу підстильної поверхні (табл. 5, остання колонка).

Просторовий розподіл альbedo у вегетаційний період (рис. 10) має однорідну структуру всередині суходолу (26 %) та осередкову – на узбережжі лиманів та моря, де концентрується багато населених пунктів, а також над лісною місцевістю (15-21 %).

3. ВИСНОВКИ

Враховуючи вищенаведене, можна зробити такі висновки:

1) детальний опис чисельного розв'язку скінченнорізницевої початково-крайової задачі показав основні особливості моделі такого виду, дозволив зрозуміти роботу основних блоків математичної моделі з перспективою доповнення або збагачення постановки задачі додатковими членами без порушення умов збіжності, стійкості та точності використаних апроксимацій. Зокрема, автором були уведені дві складові у рівняння руху та припливу тепла, які відповідають за протиградієнтне перенесення та радіаційні притоки тепла;

2) отриманий горизонтальний розподіл висот рельєфу в сітковому розподіленні досить точно відтворює основні закономірності фізико-географічних умов реальної підстильної поверхні, що дасть змогу адекватно враховувати ефекти плавучості та динамічні зміни в повітряній масі, яка набігає на відповідні нерівності підстильної поверхні;

3) просторовий розподіл фізичних характеристик ґрунту, таких як пористість, питома вага, щільність в повній мірі відповідає горизонтальному розподілу основних типів ґрунту в області розрахунку, що в подальшому буде враховуватися при визначенні коефіцієнта теплопровідності ґрунту у відповідному рівнянні, а також для встановлення максимального та середнього значень об'ємної вологості у кожній сітковій точці;

4) використання методу подвійного врахування елементів шорсткості дозволив отримати параметр шорсткості, який відповідає конкрет-

ній точці в області розрахунку у вегетаційний та невегетаційний періоди року. Відповідний горизонтальний розподіл показав яскраву осередкову структуру у місцях зосередження населених пунктів або лісної місцевості;

5) детальне вивчення морфологічних особливостей підстильної поверхні (міська чи сільська забудова, ліс чи рідкий ліс, трава низька чи висока, оголена чи вкрита снігом поверхня) у кожній точці дозволило отримати просторовий розподіл альbedo в області розрахунку. Останній показав неоднорідність в місцях розташування лісів та населених пунктів.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Тарнопольский А. Г. Математическое моделирование и прикладные задачи геофизического пограничного слоя: монография. Одесса: ТЭС, 2002. 394 с.
2. Тарнопольский А. Г., Шнайман В. А. Моделирование взаимодействующих атмосферного и пограничного слоев. *Метеорология и гидрология*. 1984. № 5. С. 48-56.
3. Тарнопольский А. Г., Шнайман В. А. Моделирование пограничного слоя атмосферы для городской застройки и пригородной зоны. *Метеорология и гидрология*. 1991. № 1. С. 41-47.
4. Тарнопольский А. Г., Шнайман В. А. Теоретические основы и оперативная схема расчета характеристик турбулентного обмена в шельфовой зоне моря. В сб. *Исследование шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна*. Севастополь: МГИ НАН Украины. 1995. С. 168-177.
5. Тарнопольский А. Г. Моделирование распространения нефтяной пленки на поверхности моря после аварийного разлива. *Метеорология, климатология и гидрология*. 2001. № 43. С. 198-210.
6. Тарнопольский А. Г. Моделирование геофизических процессов шельфовой зоны моря. *Диагноз состояния морской среды Азово-Черноморского бассейна*. Севастополь: МГИ НАН Украины. 1994. С. 145-151.
7. Иванова Е. В. Адаптированное к северо-западному Причерноморью мезомасштабное численное моделирование пограничного слоя атмосферы. Часть 1. Математическая постановка задачи. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2019. № 23. С. 5-22. <https://doi.org/10.31481/uhmj.24.2019.01>
8. Сперанский Л. С., Леженин А. А. О применении метода расщепления в моделях пограничного слоя атмосферы. *Труды ЗапСибНИИ*. 1985. № 75. с. 71-78.
9. Леженин А. А., Сперанский Л. С. Пространственная модель прогноза погоды в нижней тропосфере. *Труды ЗапСибНИИ*. 1984. № 63. с.53-62.
10. Репинская Р.П., Анискина О.Г. Конечно-разностные методы в гидродинамическом моделировании атмосферных процессов. Санкт-Петербург: ООО «Концепт», 2002. 171 с.
11. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Ленинград: Гидрометеиздат, 1979. 304 с.
12. Карта высот. URL: <http://radiofanatic.ru/karta-vysot.html>. (дата обращения: 15.02.2019 р.)
13. Ґрунти. URL: <http://geomap.land.kiev.ua/soils.html>. (дата звернення: 15.02.2019 р.)
14. Атлас почв Украинской ССР / под ред. Крупского Н. К., Полупана Н. И. Киев: Издательство «Урожай», 1979. 159 с.
15. Шейн Е. В. Курс физики почв. Москва: Издательство МГУ, 2005. 430 с.
16. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. URL: <http://egrpr.esoil.ru/content/soils/soil134.html>. (дата обращения: 1.03.2020 р.)
17. Характеристика основных типов почв. URL: <https://infopedia.su/8xb5db.html>. (дата обращения: 15.03.2020 р.)
18. Изучение водно-физических и химических свойств почвы Приазовских плавней. URL: <https://livescience.ru/Статьи:Свойства-почвы-Приазовских-плавней> (дата обращения: 20.03.2020 р.)
19. Основы агрофизики: підручник/ Вершинин П. В., Мельникова М. К., Мичурин Б. Н. и др. Москва: Государственное издательство физико-математической литературы, 1959. 910 с.
20. Мартин А.Г., Осипчук С.О., Чумаченко О.М. Природно-сільськогосподарське районування України: моногр. Київ: ЦП "Компринт", 2015. 328 с.
21. Млявая Г. В. Влияние параметров шероховатости подстилающей поверхности на скорость ветра. *Buletinul AŞM. Ştiinţele vieţii*. 2014. № 2(323). С. 181-187.
22. Кліматичний кадастр України / ЦГО, УНД ГМІ, 2006 р.

REFERENCES

1. Tarnapol'skiy, A.G. (2002). *Matematicheskoe modelirovaniye i prikladnyye zadachi geofizicheskogo pogranychnoy sloya* [Mathematical modeling and the relevant objectives of the geophysical boundary layer]. Odessa: "TES". (in Russ.)
2. Tarnapol'skiy, A.G. & Shnaydman, V.A. (1984). Modelirovaniye vzaimodeystviyushchikh atmosfernogo i pogranychnoy sloev [Modeling of interacting atmospheric and boundary layers]. *Meteorologiya i gidrologiya* [Meteorology and hydrology], 5, pp. 48-56. (in Russ.)
3. Tarnapol'skiy, A.G. & Shnaydman, V.A. (1991). Modelirovaniye pogranychnoy sloya atmosfery dlya gorodskoy zastroyki i prigorodnoy zony [Modelling of atmospheric boundary layer for urban and suburban areas]. *Meteorologiya i gidrologiya* [Meteorology and hydrology], 1, pp. 41-47. (in Russ.)
4. Tarnapol'skiy, A.G. & Shnaydman, V.A. (1995). Teoreticheskie osnovy i operativnaya skhema rascheta kharakteristik turbulentnogo obmena v shel'fovoy zone morya [Theoretical bases and operational scheme of calculation of characteristics of turbulent exchange in the offshore zone of the sea]. *Issledovanie shel'fovoy zony Azovo-Chernomorskogo basseyna* [Study of the shelf zone of the Azov-black sea basin], pp. 168-177. (in Russ.)
5. Tarnapol'skiy, A.G. (2001). Modelirovaniye rasprostraneniya neftyanoy plenki na poverkhnosti morya posle avariynogo razliva [Modeling of oil film spreading on the sea surface after an emergency spill]. *Meteorologiya, klimatologiya i gidrologiya* [Meteorology, climatology and hydrology], 43, pp. 198-210. (in Russ.)
6. Tarnapol'skiy, A.G. (1994). Modelirovaniye geofizicheskikh protsessov shel'fovoy zony morya [Modeling of geophysical processes of the offshore zone of the sea]. *Diagnoz sostoyaniya morskoy sredy Azovo-Chernomorskogo basseyna* [Diagnosis of the state of the marine environment of the Azov-black sea basin],

- Sevastopol: MHI NAS of Ukraine. pp. 145-151. (in Russ.)
7. Ivanova, E.V. (2019). Adaptirovannoe k severo-zapadnomu Prichernomor'yu mezomasshtabnoe chislennoe modelirovanie pogranichnogo sloya atmosfery. Chast' 1. Matematicheskaya postanovka zadachi [The mesoscale numerical simulation of the atmosphere boundary layer adapted to the North-Western Black sea region. Part 1. Mathematical formulation of the problem.]. *Ukrains'kij gidrometeorologičnij žurnal [Ukrainian hydrometeorological journal]*, 23, pp. 5-22. (in Russ.) <https://doi.org/10.31481/uhmj.24.2019.01>
 8. Speranskiy, L.S. & Lezhenin, A.A. (1985). O primeneniі metoda rasshchepleniya v modelyakh pogranichnogo sloya atmosfery [An application of method Of splitting, in models of the atmospheric boundary layer]. *Trudy ZapSibNII [Proceedings of the West Siberian research Institute]*, 75, pp. 71-78. (in Russ.)
 9. Lezhenin, A.A. & Speranskiy L.S. (1984). Prostranstvennaya model' prognoza pogody v nizhney tropofere [Spatial model of weather forecast in the lower troposphere]. *Trudy ZapSibNII [Proceedings of the West Siberian research Institute]*, 63, pp.53-62. (in Russ.)
 10. Repinskaya, R.P. & Aniskina, O.G. (2002). *Konechno-raznostnye metody v gidrodinamicheskom modelirovanii atmosferykh protsessov [Finite-difference methods in hydrodynamic modeling of atmospheric processes]*. Saint-Petersburg: LLC "Concept". (in Russ.)
 11. Marchuk, G.I. (1979.) *Chislennoe reshenie zadach dinamiki atmosfery i okeana [Numerical solution of atmospheric and ocean dynamics problems]*. Leningrad: Hydrometeorological publishing house. (in Russ.)
 12. *Karta vysot [Height map]*. Available at: <http://radiofanatic.ru/karta-vysot.html> (Accessed: 15 February 2019). (in Russ.)
 13. *Gruntly [Soils]*. Available at: <http://geomap.land.kiev.ua/soils.html> (Accessed: 15 February 2019). (in Ukr)
 14. Krupskiy, N.K. & Polupan, N.I. (1979). *Atlas pochv Ukrainskoy SSR [Atlas of soils of the Ukrainian SSR]*. Kiev: Publ «Urozhaj». (in Russ)
 15. Shein, E.V. (2005). *Kurs fiziki pochv [Soil physics course]*. Moscow: Publishing house of Moscow state University. (in Russ)
 16. *Edinyy gosudarstvennyy reestr pochvennykh resursov Rossii [Unified state register of soil resources of Russia]*. Available at: <http://egrpr.esoil.ru/content/soils/soil134.html> (Accessed: 1 March 2019). (in Russ)
 17. *Kharakteristika osnovnykh tipov pochv [Characteristics of the main types of soils]*. Available at: <https://infopedia.su/8xb5db.html> (Accessed: 15 March 2019). (in Russ)
 18. *Izuchenie vodno-fizicheskikh i khimicheskikh svoystv pochvy Priazovskikh plavney [Study of water-physical and chemical properties of the soil of the Priazovsky floodplains]*. Available at: <https://livescience.ru/Статьи:Свойства-почвы-Приазовских-плавней> (Accessed: 20 March 2019). (in Russ)
 19. Vershinin, P.V., Mel'nikova, M.K., Michurin, B.N. et al. (1959). *Osnovy agrofiziki [Fundamentals of agrophysics]*. Moscow: State publishing house of physical and mathematical literature. (in Russ)
 20. Martin, A.G., Osipchuk, S.O. & Chumachenko, O.M. (2015). *Pryrodno-silskogospodarske raionuvannia Ukrainy [Natural and agricultural zoning of Ukraine]*. Kyiv: «Komprint».
 21. Mlyavaeva, G.V. (2014). Vliyanie parametrov sherokhovatosti podstilayushchey poverhnosti na skorost' vetra [Influence of the underlying surface roughness parameters on wind speed]. *Buletinul AȘM. Științele vieții [ASM ID. Life sciences]*, 2(323), pp. 181-187.
 22. *Klimatychnyi kadastr Ukrainy [Climate cadastre of Ukraine]*. (2006). CGO, UR HMI.

MESOSCALE NUMERICAL MODELING OF THE BOUNDARY LAYER OF THE ATMOSPHERE ADAPTED TO THE NORTHWESTERN BLACK SEA REGION. PART 2. FINITE-DIFFERENCE SOLUTION AND ADAPTATION TO REAL PHYSICAL AND GEOGRAPHICAL CONDITIONS OF THE AREA

E. V. Ivanova

*Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odesa, Ukraine, evivanovarp@ukr.net*

The article describes the finite-difference solution of the system of differential equations of the atmospheric boundary layer hydrothermodynamics adapted to the Northwestern Black Sea region. The research presents the description of the sequence of calculations schematically shown on the flowchart. The applied mathematical model was adapted in relation to five aspects: coast geomorphology (coastline shape), land geomorphology (actual terrain of the studied territory), thermal and physical characteristics of soil (density, specific gravity, porosity, thermal conductivity factor), roughness (roughness parameter) and optical characteristics (albedo) of the underlying surface. The coastline shape was described with consideration of water proportion available in the current cell of the spatial grid. If the proportion exceeded 50 %, it was assumed that such cell includes land, and vice versa. The terrain matrix was formed by removing the elevation values at each point of the calculated area from official electronic elevation maps. The thermal and physical characteristics of the soil were set depending on a type of soil observed at the current calculated point. The method of roughness elements double recording during growing and non-growing periods of the year was used to consider the roughness of the underlying surface.

This method consists in the fact that, depending on the agricultural zoning and its subject content, there is a certain background weighted average value of roughness elements ensemble elevation that transforms into a roughness parameter through the proportionality factor. In such a case, the proportionality factor is linked to a type of a real roughness element at a specific point. Thus, a comprehensive assessment of roughness features of the territory under study was obtained. The albedo of the underlying surface was taken for three various periods of the year: growing period (April-September), post-growing period – months before winter and the first month of spring (October-November, March) and winter period (December-February). Nature of the external coating of the underlying surface related to optical properties should be also taken into account.

Keywords: three-dimensional model, boundary layer of the atmosphere, finite-difference analogue, turbulence, meteorological values, numerical solution, coastline, terrain, horizontal field, soil types, thermal and physical characteristics of soil, roughness of underlying surface, albedo.

АДАПТОВАННОЕ К СЕВЕРО-ЗАПАДНОМУ ПРИЧЕРНОМОРЬЮ МЕЗОМАСШТАБНОЕ ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ. ЧАСТЬ 2. КОНЕЧНО-РАЗНОСТНОЕ РЕШЕНИЕ И АДАПТАЦИЯ К РЕАЛЬНЫМ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ УСЛОВИЯМ МЕСТНОСТИ

Е. В. Иванова

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, evivanovarp@ukr.net*

В статье приводится описание конечно-разностного решения системы дифференциальных уравнений гидротермодинамики пограничного слоя атмосферы, адаптированной к Северо-Западному Причерноморью. Предоставляется описание последовательности проведенных расчетов, схематически изображенной на блок-схеме. Адаптация использованной математической модели проводилась в пяти аспектах: геоморфология побережья (форма береговой линии), геоморфология суши (реальный рельеф территории), теплофизические характеристики грунта (плотность, удельный вес, пористость, коэффициент температуропроводности), шероховатость (параметр шероховатости) и оптические характеристики (альbedo) подстилающей поверхности. Форма береговой линии описывалась через учет доли воды в текущей ячейке пространственной сетки. Теплофизические характеристики почвы задавались в зависимости от типа почвы, наблюдаемой в текущей расчетной точке. Для учета шероховатости подстилающей поверхности использовался метод двойного учета элементов шероховатости в вегетационный и невегетационный периоды года в зависимости от сельскохозяйственного районирования и его предметного наполнения. Альbedo подстилающей поверхности принималось различным в три периода года: вегетационный период года (апрель-сентябрь), после вегетационный - до зимы, включая первый месяц весны (октябрь-ноябрь, март) и зимний период года (декабрь-февраль). При этом учитывался также характер внешнего покрытия подстилающей поверхности на предмет оптических свойств.

Ключевые слова: трехмерная модель, пограничный слой, конечно-разностный аналог, турбулентность, метеорологические величины, численное решение, береговая линия, рельеф, горизонтальное поле, типы почв, теплофизические характеристики почвы, шероховатость подстилающей поверхности, альbedo.

*Подання до редакції : 23. 06. 2020
Надходження остаточної версії : 04. 12 . 2020
Публікація статті : 17. 12 . 2020*