

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

**МЕТЕОРОЛОГІЯ,
КЛІМАТОЛОГІЯ
ТА ГІДРОЛОГІЯ**

Міжвідомчий науковий збірник України

Заснований у 1965 році

ВИПУСК 44

Одеса-2001

УДК 551.513.1

Хохлов В.М., к.г.н.

Одеський державний екологічний університет

**Параметризація вертикальної і горизонтальної дифузії в рівнянні
бюджету кінетичної енергії**

В роботі наведена методика розрахунку дисипації кінетичної енергії, яка базується на обчисленні коефіцієнтів вертикальної та горизонтальної дифузії. Показані особливості просторового розподілу зазначених величин. Розраховані величини добре узгоджуються з результатами інших авторів.

Існує досить багато оцінок дисипації кінетичної енергії і усі вони показують, що стік кінетичної енергії за рахунок дисипації під впливом при-

земного тертя і внутрішньої дисипації під впливом напруги зсуву в атмосфері має порядок, який можна порівняти з порядком потоків та генерації енергії [1]. Також існує і досить багато методів параметризації вказаних ефектів; в цій роботі за основу береться методика, запропонована в [2]. Відповідно до [3] члени стоку вихрової (K_E) і середньої зональної (K_M) кінетичної енергії можна записати:

$$S(K_E) = \overline{\mathbf{u}' \cdot \mathbf{L}'}, \quad S(K_M) = \overline{\mathbf{u} \cdot \mathbf{L}}, \quad (1)$$

де $\mathbf{u} = (u, v)$ – вектор горизонтальної швидкості вітру; $\mathbf{L} = (L_\lambda, L_\mu)$ – сила тертя.

Для параметризації складових сили тертя у вертикальній площині скористуємось схемою, яка впроваджена в NCAR CCM3 [4]. В ізобаричній системі координат зональну і меридіональну складові сили тертя можна записати, як

$$L_{\lambda v} = g \frac{\partial \tau_\lambda}{\partial p}, \quad L_{\mu v} = g \frac{\partial \tau_\mu}{\partial p}, \quad (2)$$

де $g = 9.80616 \text{ м с}^{-2}$ – гравітаційна стала,

$$\tau_\lambda = g \left(\frac{p}{RT} \right)^2 k_v \frac{\partial u}{\partial p}, \quad \tau_\mu = g \left(\frac{p}{RT} \right)^2 k_v \frac{\partial v}{\partial p}. \quad (3)$$

В рівняннях (2)-(3) p – атмосферний тиск, T – температура повітря, $R = 287.04 \text{ Дж кг}^{-1} \text{ К}^{-1}$ – універсальна газова стала для сухого повітря, k_v – коефіцієнт вихрової дифузії у вертикальній площині.

Відповідно до [5] k_v можна розрахувати як функцію від локального числа Річардсона (Ri) і вертикального кроку (Δz):

$$k_v = \begin{cases} 0 & Ri > A/4 \\ l^2 S \sqrt{1 - 4 Ri/A} & 0 < Ri < A/4 \\ l^2 S & Ri < 0 \end{cases}, \quad (4)$$

де $l = 30 \text{ м}$ – довжина перемішування,
 S – величина вертикального зсуву вітру:

$$S = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} ;$$

$A = 1 + 0.1(\Delta z/100)^{3/2}$ – фактор, який забезпечує статистичну поправку для завищеної оцінки Ri коли $\Delta z \gg 100$ м.

Число Річардсона Ri розраховується за такою формулою [4]:

$$Ri = \frac{g}{\theta_v S^2} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}, \quad (5)$$

де $\theta_v \approx \theta(1 + 0.61q)$,

θ – потенційна температура,

q – масова частка водяної пари.

Складові сили тертя в горизонтальній площині можна розрахувати за формулою:

$$L_{\lambda h} = k_h \nabla^2 u, \quad L_{\mu h} = k_h \nabla^2 v. \quad (6)$$

де ∇^2 – оператор Лапласа.

Коефіцієнт горизонтальної дифузії k_h залежить від горизонтального кроку (Δy) та величини деформації горизонтального потоку $|D|$ і розраховується за формулою [5]:

$$k_h = (0.1 \Delta y)^2 |D|, \quad (7)$$

де $|D|$ обчислюється за формулою [6]

$$|D| = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2}. \quad (8)$$

Таким чином, параметризація ефектів тертя зводиться до розрахунку зазначених коефіцієнтів дифузії.

Розрахунки членів стоку кінетичної енергії виконувались за даними GDAAC (Goddard Distributed Active Archive Center).

На рис.1 показані вертикальні розподіли середніх за період 1980-1993 рр. коефіцієнтів вертикальної і горизонтальної дифузії для північної півкулі.

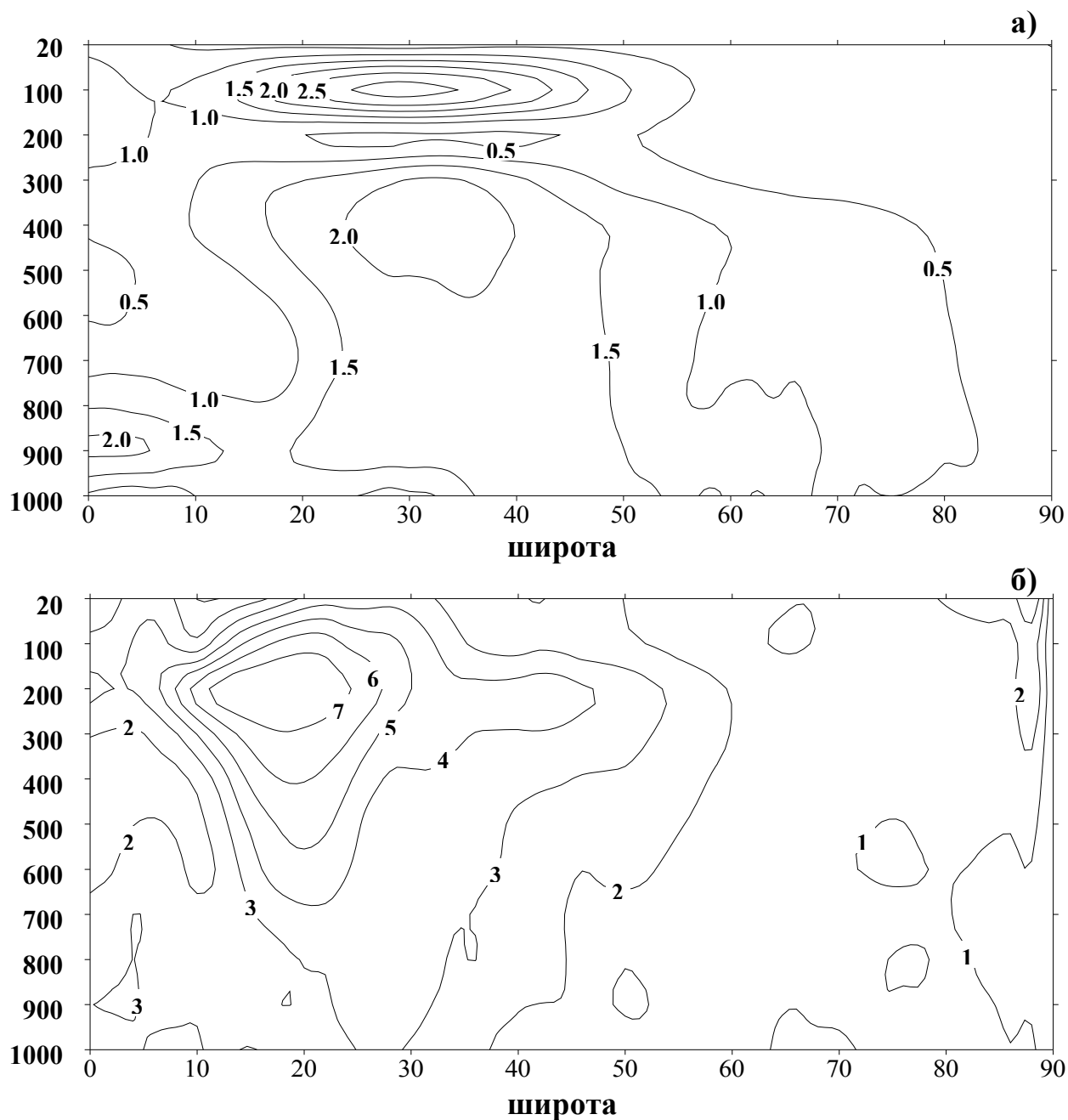
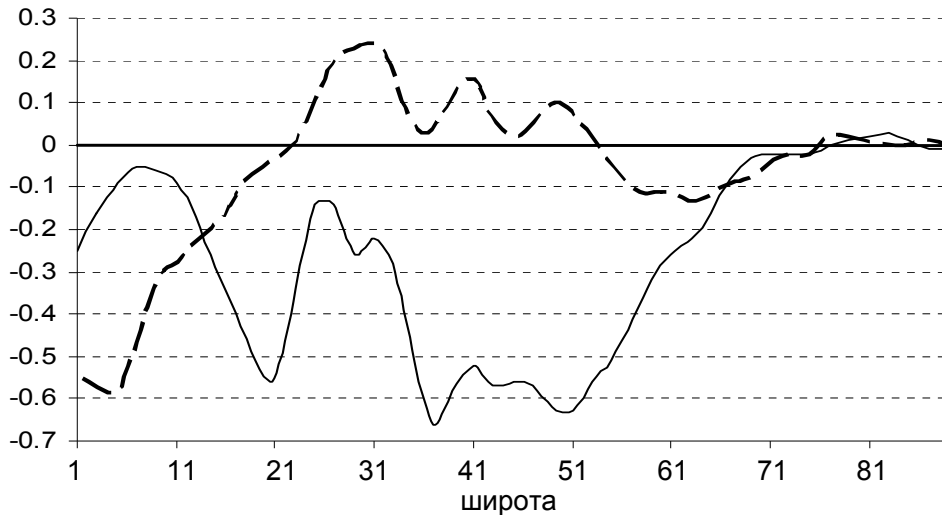


Рис.1 – Вертикальний розріз коефіцієнтів дифузії:
а) k_v ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$); б) k_h ($\times 10^3 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$)

Як можна бачити, найбільші величини k_v (рис.1а) відзначаються в субтропіках, причому існують два максимуми – перший на поверхні 400 гПа ($2.35 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) і другий на поверхні 100 гПа ($3.24 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$). Між ними спостерігається зона з невеликими значеннями k_v , що можна пояснити наявністю тропопаузи, в якій спостерігаються великі числа Річардсона i , відповідно до (4), близькі до нуля величини k_v . Також існує максимум у граничному шарі атмосфери біля екватора ($2.10 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$). Найбільші значення

коефіцієнта горизонтальної дифузії (рис.1б)) відзначаються в тропічному поясі на поверхні 200 гПа ($7.91 \cdot 10^3 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$), тобто біля вісі струменевої течії, де спостерігаються великі значення горизонтальної деформації потоку.

На рис.2 показані розраховані величини стоків середньої зональної $S(K_M)$ і вихрової $S(K_E)$ кінетичної енергії.



суцільна лінія – $S(K_M)$, пунктир $S(K_E)$.

Рис. 2 – Стік кінетичної енергії (Вт м^{-2}) в атмосфері північної півкулі.

Зазначимо, що помітки на осі абсцис відносяться до середин широтних поясів. Взагалі, у всій атмосфері північної півкулі $S(K_M) = -0.26 \text{ Вт м}^{-2}$, $S(K_E) = -0.05 \text{ Вт м}^{-2}$. Треба також відзначити, що майже на всіх широтах $S(K_M) < 0$, тобто K_M за рахунок дифузії перетворюється у теплову енергію, а $S(K_E)$ у широтному поясі $20\text{-}50^\circ$ півн.ш. має додатні значення, тобто тут має місце так звана “негативна в'язкість”. Щодо останнього, то автором був зроблений експеримент (його результати в цій роботі не приводяться), в якому стік кінетичної енергії розраховувався окремо за рахунок горизонтальної і вертикальної дифузій, і з'ясувалось, що зазначені величини мають протилежні знаки і, якби горизонтальна дифузія не враховувалась, абсолютні величини $S(K_M)$ і $S(K_E)$ були б в 2-5 рази більшими.

Порівняння одержаних в цій роботі величин з результатами інших авторів [1] показало добру узгодженість між ними.

Література

1. Otto-Bliesner B.L. A global low-order spectral general circulation model. Part II: Diagnosis of the seasonal energetics // J. Atmos. Sci. – 1984. –

Vol. 41. – No. 4. – P. 508-523.

2.Кивганов А.Ф., Хохлов В.Н. Параметризация подсеточных эффектов в уравнениях бюджета различных видов энергии // Метеорология, климатология и гидрология. – 1999. – Вып. 38. – С. 30-41.

3.Plumb R.A. A new look at the energy cycle // J. Atmos. Sci. – 1983. – Vol. 40. – No. 7. – P. 1669-1688.

4.Description of the NCAR community climate model (CCM3): NCAR Technical Note NCAR/TN-420+STR / Kiehl J.T., Hack J.J., Bonan G.B., Boville B.A., Briegleb B.P., Williamson D.L., Rasch P.J. – Boulder, Colorado, 1996 – 158 p.

5.Koshyk J.N., Hamilton K., Mahlman J.D. Simulation of the $k^{-5/3}$ mesoscale spectral regime in the GFDL SKYHI general circulation model // Geophys. Res. Lett. – 1999. – Vol. 26. – No. 7. – P. 843-846.

6.Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations. I. The basic experiment // Mon. Weather Rev. – 1963. – Vol. 91. – No. 1. – P. 98-164.

Vertical and horizontal diffusion parameterization in kinetic energy budget equation

Khokhlov V.N.

The computation procedure of kinetic energy dissipation, which is based on the calculation of vertical and horizontal diffusivities, is applied. The features of spatial distribution of above quantities are shown. The calculated values are in the good agreement with results of other authors.

Поступила
15.11.2001