

УДК 532.465

МОДЕЛЬ ТЕПЛООБМІНУ ВОДНОГО ШАРУ І ДОННИХ ВІДКЛАДЕНЬ У МІЛКІЙ ВОДОЙМІ

Р. БЕЖЕНАР*, В. МАДЕРИЧ**

*Інститут проблем математичних машин і систем НАН України, Київ

**Department of Environmental Science, Hankuk University of Foreign Studies, Yongin Shi, Kyoungki Do, Korea

Получено 27.02.2008

В трьохмірну модель гідротермодинаміки THREETOX включена чисельна модель теплообміну з дном, яка описує розподіл температури в донних відкладеннях. При цьому параметризація теплових потоків у дно включає механізми вимушеної і вільної конвекції. Для аналізу впливу донних теплових потоків на добовий режим невеликого озера було проведено чисельні експерименти для водойм різної глибини. Показано, що в результаті врахування теплообміну з дном підвищується температура на глибині водойми і знижується біля поверхні. Це призводить до збільшення турбулентного потоку з атмосфери і зменшення тепловіддачі за рахунок довгохвильового випромінювання, в результаті чого підвищується середня температура водойми. Модельні розрахунки для ідеалізованих озер показали, що для водойм, на кшталт мілких озер та лагун, вплив теплообміну з дном є суттєвим в масштабах добових коливань. Крім того, для мілкого озера спостерігається згладження добових коливань температури води за рахунок теплових потоків з дна.

В трехмерную модель гидротермодинамики THREETOX включена численная модель теплообмена с дном, которая описывает распределение температуры в донных отложениях. При этом параметризация тепловых потоков в дно включает механизмы вынужденной и свободной конвекции. Для анализа влияния донных тепловых потоков на суточный режим небольшого озера были проведены численные эксперименты для водоемов различной глубины. Показано, что в результате учета теплообмена с дном повышается температура на глубине водоема и понижается возле поверхности. Это приводит к увеличению турбулентного потока с атмосферы и уменьшению теплоотдачи за счет длинноволнового излучения, в результате чего повышается средняя температура водоема. Модельные расчеты для идеализированных озер показали, что для водоемов, таких как мелкие озера и лагуны, влияние теплообмена с дном существенно в масштабах суточных колебаний. Кроме этого, для мелкого озера наблюдается сглаживание суточных колебаний температуры воды за счет тепловых потоков с дна.

A numerical model for the water-bottom heat interaction was included into the three-dimensional model of hydrothermodynamics THREETOX. New model describes the distribution of temperature in sediments. In this model parametrization of heat fluxes through the bottom includes both forced and free convection mechanisms. A number of numerical experiments for different depth water bodies were carried out to analyze influence of bottom heat fluxes on diurnal regime of small lake. It was shown that temperature of near-bottom waters increases while temperature of near-surface waters decreases if we consider water-bottom heat interaction. This leads to increasing of turbulent flux from the atmosphere and decreasing backward due to long-wave radiation. The result of this is increasing of average temperature of the water body. Modeling calculations for idealized lakes shows that the influence of heat interaction with the bottom is essential in a scale of diurnal oscillations for water-bodies such as shallow lakes and lagoons. Besides we can observe smoothing of diurnal oscillations of water temperature for shallow lake due to heat fluxes from the bottom.

ВСТУП

Мілкі водойми мають важливі особливості, які призводять до сильної взаємодії між фізичними, хімічними та біологічними процесами [1, 2]. Короткохвильова сонячна радіація, яка досягає дна, підвищує температуру води та поверхні дна, викликає розвиток донної рослинності та впливає, поряд з температурою водного шару, на температурний режим донних відкладень, в яких залежність швидкості протікання біохімічних реакцій від температури води є визначальною. В той самий час, поверхневі хвилі в таких водоймах проникають до дна і разом з течіями збурюють донні відкладення, зменшуючи прозорість води. В свою чергу, рослинність впливає на гідродинамічну шершавість дна водойми, гасячи поверхневі хвилі і, тим самим, збільшуючи прозорість води та

змінюючи профіль течій і перенос поживних речовин.

При моделюванні цих процесів важливу роль грає правильний опис теплового режиму водойм. У більшості гідродинамічних моделей при описі теплового балансу водойм, за винятком небагатьох (напр. [3, 4]), ігнорується теплообмін з дном. Це пояснюється тим, що в глибоких басейнах величина теплового потоку в дно значно менша у порівнянні з тепловими потоками на поверхні і переносом тепла за рахунок течій. Але теплообмін водного шару та донних відкладень може бути важливим в сезонному масштабі для озер у помірній зоні, які взимку покриті льодом. Наприклад, температура в мілкому озері, ізольованому від атмосферного впливу льодом з шаром снігу, вища на 1–2°C за рахунок потоку тепла з донних відкладень [5]. У мілких лагунах, озерах і річках нагрівання води і дна за рахунок сонячної радіації вдень і охо-

лодження за рахунок довгохвильового випромінювання вночі може створити значні теплові потоки, хоча при усередненні за день ці потоки можуть бути близькими до нуля [6].

Теплообмін з донними відкладеннями повинен братися до уваги в тепловому балансі областей, частково покритих тонким шаром води в припливній зоні. Крім того, моделювання теплообміну з дном є природною параметризацією термодинаміки в тонкому штучному шарі при використанні властивості "затоплення–осушення", що є необхідним при моделюванні областей, які знаходяться в зоні припливів. Наближення, в якому температура води прямує до атмосферної температури [7], не можна застосовувати у випадку, коли реальна температура води значно відрізняється від температури атмосфери.

В даній статті описано нову, більш загальну, модель теплообміну водного шару з донними відкладеннями, яка була розроблена для трьохвимірної гідродинамічної моделі THREE_TOX [8, 9]. Проаналізовано вплив цього теплообміну на розподіл температури в озерах.

1. ОСНОВНІ РІВНЯННЯ МОДЕЛІ THREE_TOX

В наближенні Бусінеска та гідростатики система усереднених по Рейнольдсу рівнянь нерозривності, руху і переносу тепла та солі в декартових координатах має вигляд [8, 9]:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{U} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla u - f v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left((\nu_t + \nu_f) \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_x, \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla v + f u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left((\nu_t + \nu_f) \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_y, \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla T = \frac{\partial}{\partial z} \left((\nu'_t + \nu'_f) \frac{\partial T}{\partial z} \right) + F_T + \frac{1}{\rho_0 c_{pw}} \frac{\partial I}{\partial z}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla S = \frac{\partial}{\partial z} \left((\nu'_t + \nu'_f) \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S, \quad (5)$$

$$\rho = \rho(T, S, P), \quad (6)$$

$$P(x, y, z, t) = P_a + g \rho_0 (\eta - z) + g \int_z^\eta \rho(x, y, z', t) dz', \quad (7)$$

де $\mathbf{U} = (u, v, w)$ – вектор швидкості; $\vec{x} = (x, y, z)$; координата z відраховується вгору від незбуреної поверхні води; T і S – температура і солоність відповідно; η – відхилення вільної поверхні від незбуреного значення; f – параметр Коріоліса; P – тиск; P_a – атмосферний тиск; ρ – густина води; $\rho_0 = 1000 \text{ кг м}^{-3}$ – незбурена густина води; g – прискорення вільного падіння; ν_t і ν'_t – коефіцієнти вертикальної турбулентної в'язкості і дифузії відповідно; F_x, F_y, F_T, F_S – доданки, що описують горизонтальну в'язкість і дифузю; ν_f і ν'_f – фонові значення коефіцієнтів вертикальної в'язкості і дифузії відповідно; $I(z)$ – потік сонячної радіації; c_{pw} – теплоємність води. В даній роботі в якості рівняння стану використовуються рівняння UNESCO у формі [10], яке добре себе зарекомендувало в широкому діапазоні солоності і температури.

Для опису турбулентності використовується k – модель, яка детально описана в [8]. Як граничні умови для дна використовуються умови прилипання та відсутності потоків скалярних величин. На вільній поверхні $z = \eta$ задаються дотичні напруження, які виникають за рахунок вітру, а також потоки тепла, розраховані в залежності від температури повітря, вологості, хмарності, атмосферного тиску та кута падіння сонячних променів. Детальніше розглянемо параметризацію потоків тепла через поверхню води. Граничні умови для теплових потоків на вільній поверхні мають вигляд:

$$\rho_0 c_{pw} \nu'_t \frac{\partial T}{\partial z} = Q. \quad (8)$$

Потік тепла через поверхню водойми Q включає в себе потік сонячної радіації Q_s , затрати тепла на випаровування Q_e , турбулентний потік тепла Q_h , і баланс довгохвильового випромінювання Q_b :

$$Q = (1 - \gamma) Q_s + Q_e + Q_h + Q_b, \quad (9)$$

де γ – доля сонячної радіації, поглинута товщею води. При $\gamma=0$ вся сонячна радіація поглинається поверхнею, при $\gamma=1$ – проникає в воду. Потік сонячної радіації Q_s , який залежить від температури повітря, кута падіння сонячних променів, альбедо, вологості, хмарності, тиску насиченої водяної пари в повітрі, атмосферного тиску, розраховувався згідно співвідношень, наведених у [8].

Баланс довгохвильового випромінювання обчислюється згідно [11]:

$$Q_b = (1 - 0.75n^{0.75})(\sigma T_a^4 \times 0.05\sqrt{0.01re(T_a) - 0.4} + 4\sigma T_a^3(T_a - T_s)), \quad (10)$$

де $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{Вт м}^{-2} \text{К}^{-4}$ – стала Стефана-Больцмана; n – хмарність; T_s – температура поверхні водойми; T_a – температура повітря.

Турбулентний потік тепла і затрати тепла на випаровування розраховуються згідно [12]:

$$Q_h = c_{pa}\rho_a\kappa u_* \frac{T_a - T_s}{\ln \frac{z_a}{z_0} - \psi_h}, \quad (11)$$

$$Q_e = \rho_a L_v \kappa u_* \frac{q_a - q_s}{\ln \left(\frac{\kappa u_* z_a}{\chi_a} + \frac{z_a}{z_0} \right) - \psi_h}, \quad (12)$$

де ρ_a – густина повітря; z_a – висота вимірів над поверхнею води; z_0 – параметр шорховатості поверхні водойми; c_{pa} – теплоємність повітря; L_v – теплота випаровування; $\kappa = 0.4$ – стала Кармана; q_a і q_s – питома вологість на висоті z_a і біля поверхні води відповідно:

$$q_a = \frac{0.622re(T_a)}{P_a - 0.378re(T_a)}, \quad q_s = \frac{0.622e(T_a)}{P_a - 0.378e(T_a)}, \quad (13)$$

де r – відносна вологість; $e(T_a)$ – тиск насиченої водяної пари; $\chi_a = 2.4 \cdot 10^{-5} \text{м}^2 \text{с}^{-1}$ – коефіцієнт молекулярної дифузії повітря; ψ_m і ψ_h – універсальні безрозмірні функції, детальне означення яких проводиться в [12]; u_* – динамічна швидкість:

$$u_* = \max \left(\frac{\kappa V}{\ln \frac{z_a}{z_0} - \psi_m}, 0 \right), \quad (14)$$

де V – параметр [12], що характеризує вклад швидкості вітру V_a на рівні z_a і конвективних рухів ("конвективної швидкості") V_c :

$$V = \sqrt{V_a^2 + V_c^2}, \quad (15)$$

$$V_c = \begin{cases} 0, & T_s \leq T_a \\ \sqrt{\frac{(T_s - T_a)gz_a}{T_a}}, & T_s \geq T_a. \end{cases} \quad (16)$$

Рівняння гідротермодинаміки водойми розв'язувалися чисельно з використанням кінцево-різницьових методів. Опис розрахункових алгоритмів міститься в [8, 9].

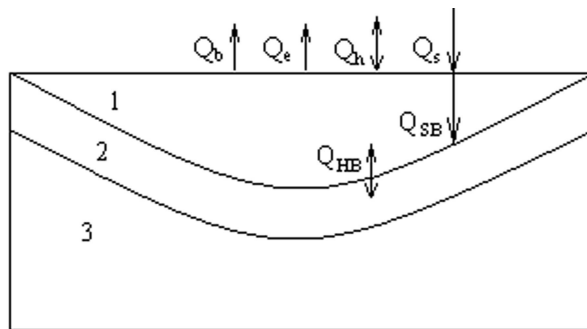


Рис. 1. Схема теплообміну води з дном: 1 – вода; 2 – шар дна, що бере участь в теплообміні; 3 – глибинний шар дна, де $T = T_\infty$

2. МОДЕЛЬ ТЕПЛООБМІНУ З ДНОМ

Схематично теплообмін води з дном зображено на рис. 1. На відміну від [3], де розраховувалася тільки середня температура шару, що бере участь в теплообміні, в даній моделі розподіл тепла в дні описується рівнянням теплопровідності

$$\frac{\partial T_B}{\partial t} = \chi_b \frac{\partial^2 T_B}{\partial z'^2} \quad (17)$$

з граничними умовами

$$\rho_b c_{pb} \chi \frac{\partial T_B}{\partial z'} \Big|_{z'=0} = Q_{WB}, \quad T_B \Big|_{z' \rightarrow \infty} = T_\infty, \quad (18)$$

де $z' = -z - H$, ρ_b і c_{pb} – густина і питома теплоємність дна відповідно; χ_b – коефіцієнт теплопровідності дна; T_∞ – незмінна температура дна на великій глибині; Q_{WB} – потік тепла через межу розділу вода-дно ($z' = 0$), що включає в себе турбулентний потік тепла Q_{HB} і короткохвильову радіацію Q_{SB} :

$$Q_{WB} = Q_{HB} + Q_{SB}. \quad (19)$$

Турбулентний потік може бути записаний, використовуючи формулу

$$Q_{HB} = \rho c_{pw} (\lambda_1 + \lambda_2) (T - T_B), \quad (20)$$

де λ_1 – коефіцієнт теплопередачі для вимушеної конвекції –

$$\lambda_1 = C_{HB} \sqrt{u^2 + v^2}, \quad (21)$$

λ_2 – коефіцієнт теплопередачі для вільної конвекції –

$$\lambda_2 = C_0 \left[(T_B - T) \frac{g\beta\nu}{Pr} \right]^{1/3}; \quad (22)$$

$C_{HB} = 1.1 \cdot 10^{-3}$ – стала теплопередачі для вимушеної конвекції; $C_0 = 0.14$ – стала теплопередачі для вільної конвекції; u і v – горизонтальні компоненти швидкості води на деякій невеликій відстані від дна; ν і χ_w – кінематична в'язкість і теплопровідність води відповідно;

$$Pr = \frac{\nu}{\chi_w}; \quad \beta = -\frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_p;$$

Pr – число Прандтля; β – коефіцієнт термічного розширення.

Потік короткохвильової радіації на дні враховує поглинання товщею води:

$$Q_{SB} = I(-H) = \gamma Q_S \left(a e^{-\frac{H}{h_1}} + (1-a) e^{-\frac{H}{h_2}} \right), \quad (23)$$

де H – товщина водного шару; I_0 – потік короткохвильової радіації, який падає на поверхню води; h_1 і h_2 – характерні глибини затухання (швидкого для "червоної" складової світла і повільного для "голубої" складової світла); параметр $0 \leq a \leq 1$. Задача (17)-(18) з відповідними початковими умовами розв'язувалась чисельно явним кінцево-різницеvim методом.

3. ПЕРІОДИЧНИЙ АНАЛІТИЧНИЙ РОЗВ'ЯЗОК (ТЕПЛОВА ХВИЛЯ) ДЛЯ ГРАНИЧНИХ УМОВ ТРЕТЬОГО РОДУ

Запишемо крайову задачу теплопровідності на напівнескінченному відрізку з граничними умовами третього роду у вигляді:

$$\frac{\partial T_B}{\partial t} = \chi_b \frac{\partial^2 T_B}{\partial z'^2}; \quad (24)$$

$$z' = 0 : \chi_b \frac{\partial T_B}{\partial z'} = -\lambda(T - T_B); \quad (25)$$

$$z' \rightarrow \infty : T_B \rightarrow T_\infty. \quad (26)$$

Нехай температура води поблизу дна змінюється періодично за законом

$$T = T_0 e^{i\omega t} + T_\infty. \quad (27)$$

Будемо шукати розв'язок задачі (24)-(26) у вигляді

$$T_B = \Theta(z) e^{i\omega t} + T_\infty. \quad (28)$$

Після підстановки (27) і (28) в (24)-(26) отримаємо

$$i\omega \Theta = \chi_b \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z'^2}; \quad (29)$$

$$z = 0 : \chi_b \frac{\partial \Theta}{\partial z'} = -\lambda(T_0 - \Theta); \quad (30)$$

$$z' \rightarrow \infty : \Theta \rightarrow 0. \quad (31)$$

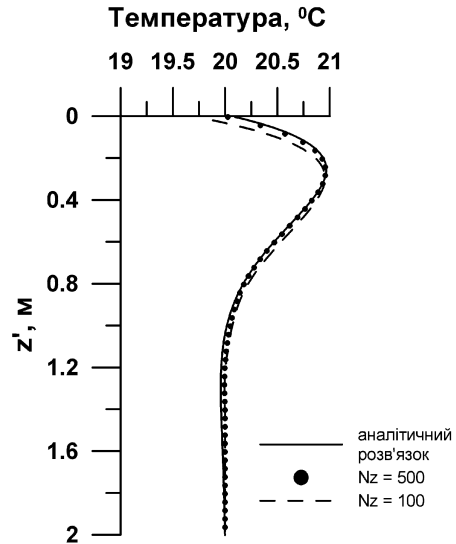


Рис. 2. Порівняння чисельного та аналітичного розв'язків рівняння теплопровідності в дні

Розв'язок задачі (29)-(31) має вигляд

$$\Theta = \Theta_0 \exp\left(-\sqrt{i} \frac{z'}{d}\right), \quad (32)$$

де

$$\Theta_0 = \frac{T_0}{1 + \sqrt{ia}}, \quad a = \frac{\sqrt{\omega \chi_b}}{\lambda}, \quad d = \sqrt{\frac{\chi_b}{\omega}}. \quad (33)$$

Після відокремлення дійсної частини отримаємо наступний розв'язок:

$$T_B(t, z') = T_\infty + \frac{T_0}{1 + \sqrt{2}a + a^2} \exp\left(-\frac{\sqrt{2}z'}{2d}\right) \times \left[\left(1 + \frac{\sqrt{2}}{2}a\right) \cos\left(\omega t - \frac{\sqrt{2}z'}{2d}\right) + \frac{\sqrt{2}}{2}a \sin\left(\omega t - \frac{\sqrt{2}z'}{2d}\right) \right]. \quad (34)$$

Порівняння чисельного і аналітичного розв'язків рівняння теплопровідності в дні зображено на рис. 2. Чисельний розрахунок проводився при часовому кроці 1 с і глибині донного шару 2 м. Температура води біля дна змінювалася з періодом 1 доба і з амплітудою 3 °C. Значення питомої теплоємності та коефіцієнту теплопровідності в донних відкладеннях залежать від типу відкладень та змінюються у широкому діапазоні [13]. Тут ми для піщаного дна $\rho_B = 1800 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$ використали середні значення цих параметрів $c_{pb} = 2300 \text{ Дж}/(\text{кг}\cdot\text{°C})$ і $\chi_b = 6.45 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$. На рис. 2 видно, що при

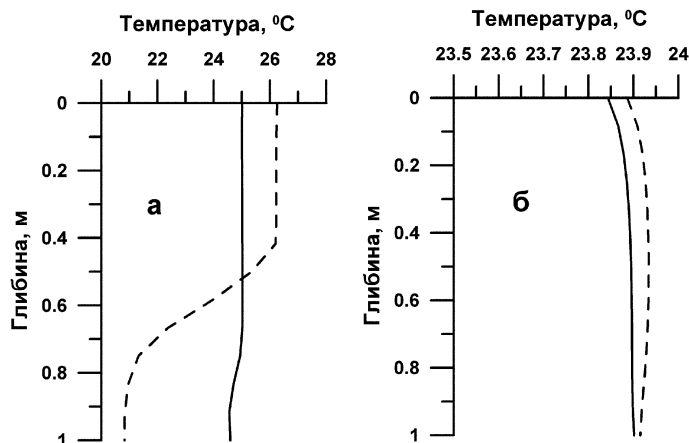


Рис. 3. Профілі температури води вдень (а) та вночі (б) для мілкого озера. Суцільною лінією позначений випадок з теплообміном між водою і дном ($\gamma = 1$), а штриховою – без теплообміну, коли все атмосферне тепло поглинається верхнім шаром води ($\gamma = 0$)

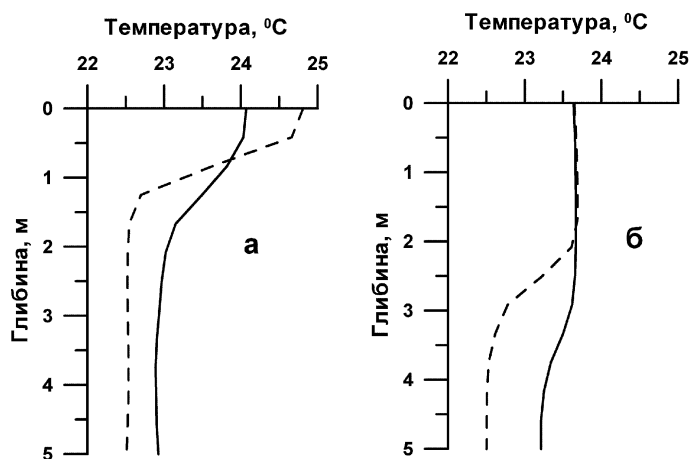


Рис. 4. Профілі температури води вдень (а) та вночі (б) для середнього озера. Позначення див. на рис. 3

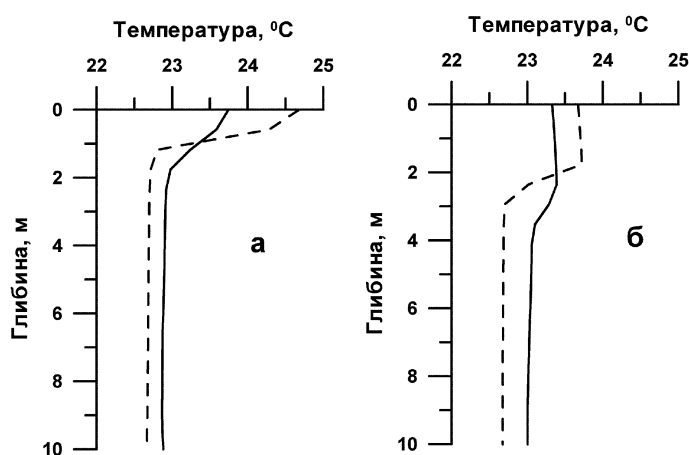


Рис. 5. Профілі температури води вдень (а) та вночі (б) для глибокого озера. Позначення див. на рис. 3

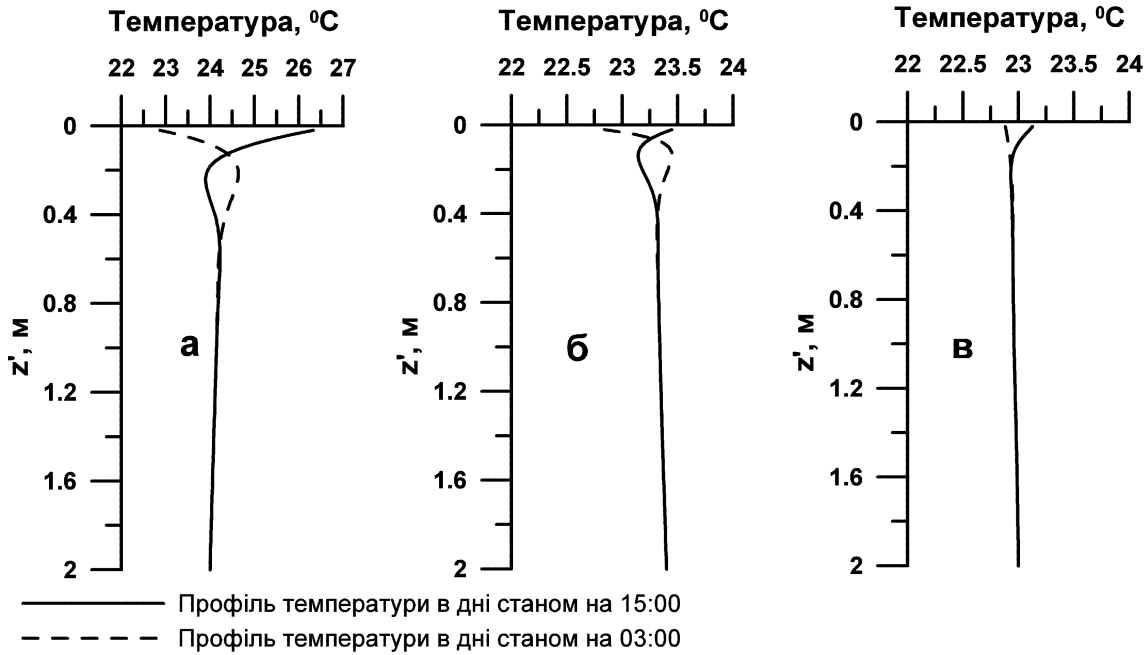


Рис. 6. Поширення тепла в дні для мілкого (а), середнього (б) і глибокого (в) озера для різних періодів доби

500 вертикальних розрахункових рівнях практично досягається сходження чисельного і аналітичного розв'язків. При 100 вертикальних рівнях сходження також непогане, враховуючи, що при цьому час розрахунку гідротермодинаміки всієї водойми збільшується всього на 5-6% за рахунок включення теплообміну з дном.

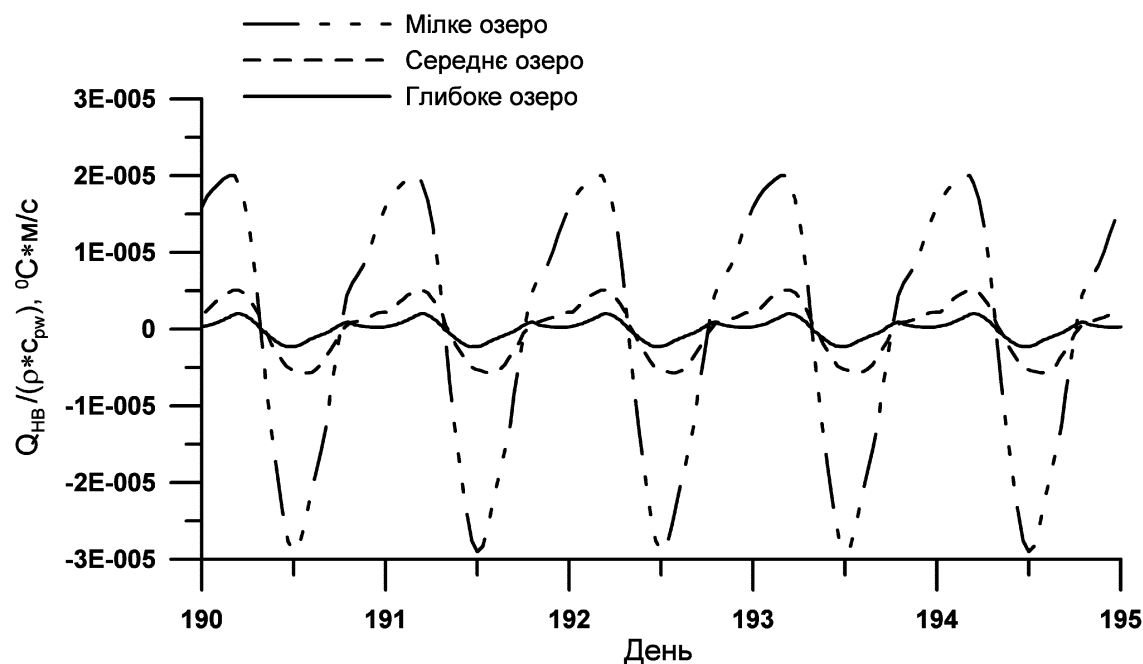
4. ВПЛИВ ТЕПЛООБМІНУ ВОДНОГО ШАРУ І ДОННИХ ВІДКЛАДЕНЬ НА ТЕПЛОВИЙ БАЛАНС ВОДОЙМ

Для моделювання впливу теплообміну води з дном на тепловий баланс водних об'єктів було взято 3 невеликих гіпотетичних круглих озера діаметром 2000 м з параболічним рельєфом. Максимальне значення глибини, що відповідало центру озера, становило 1 м для мілкого озера, 5 м – для середнього і 10 м – для глибокого. Температура атмосфери, хмарність, вологість та атмосферний тиск змінювались періодично з періодом 1 день. При цьому середня температура становила 24°C, хмарність – 0.36, відносна вологість – 0.38, атмосферний тиск – 100100 Па. Вітер також змінювався періодично як за напрямком, так і за модулем; максимальна швидкість вітру становила 4 м/с. Початкова температура води та дна для кожного озера була різною і дорівнювала середньому значен-

ню температури води після встановлення періодичного температурного режиму. Так для мілкого озера початкова температура води та дна становила 24.0°C, для середнього – 23.5°C, для глибокого – 23.0°C. Це було зроблено для того, щоб врахувати вплив теплообміну з дном на тепловий режим водойм виключно в денному масштабі.

Для кожного з озер було проведено два варіанти розрахунку: все тепло з атмосфери поглинається поверхнею води ($\gamma = 0$) і при цьому немає обміну з дном або тепло розподіляється по всій товщі води ($\gamma = 1$) за експоненціальним законом (23), причому частина тепла поглинається дном з наступним теплообміном з водою. В даному дослідженні використовувались наступні константи: $h_1 = 0.5$ м; $h_2 = 7.0$ м; $a = 0.67$. Дані значення констант відповідають реальній досить прозорій водоймі.

Для мілкого озера врахування теплообміну з дном призводить до зменшення різниці між максимальним і мінімальним значеннями середньої по басейну температури. Тобто поглинання тепла шаром донних відкладень згладжує температурні коливання в воді. При цьому значення середньої температури зростає на 0.1°C. Врахування теплообміну з дном також впливає на профіль температури в воді (рис. 3): температура стає практично незалежною від глибини, тоді як у випадку поглинання всього тепла поверхнею води без врахування теплообміну з дном існує суттєва стратифіка-

Рис. 7. Кондуктивні потоки тепла в дно $Q_{НВ}$ в мілкому, середньому і глибокому озерах

ція.

Для середнього і глибокого озер також спостерігається підвищення середньої по басейну температури, яке пояснюється тим, що при цьому підвищується температура на глибині і знижується біля поверхні (рис. 4, 5) за рахунок поглинання сонячної радіації та перерозподілу теплових потоків. Це призводить до збільшення турбулентного потоку з атмосфери і зменшення тепловіддачі за рахунок довгохвильового випромінювання. Тобто, при нижчій поверхневій температурі більше тепла потрапляє в воду і менше випромінюється.

Поширення тепла в дні для мілкого, середнього і глибокого озер в один і той же момент часу показано на рис. 6. В денному масштабі теплові хвилі проникають в дно приблизно на 0.7 м, що узгоджується з аналітичним розв'язком, а їхні амплітуда та фаза залежать від глибини озера.

Кондуктивний потік тепла в дно, усереднений по басейну, для трьох випадків після встановлення стаціонарного режиму, зображений на рис. 7. При цьому сумарний кондуктивний потік в дно за день практично нульовий. На рис. 8 зображені теплові потоки для мілкого озера. Видно, що величина потоку сонячної радіації в дно одного порядку з сумарним тепловим потоком через поверхню води. З (рис. 7, 8) можна сказати, що для мілкого озера, на відміну від середнього і глибокого, теплові потоки в дно суттєві у порівнянні з іншими

тепловими потоками, які зазвичай враховуються при моделюванні теплового режиму водойми. Тому нехтувати тепловими потоками в дно при моделюванні теплового режиму мілкого озера не можна.

ВИСНОВКИ

В роботі запропонована нова модель теплообміну водного шару та донних відкладень у водоймах, в якій врахований прямий нагрів дна сонячним промінням та турбулентний обмін за рахунок вимушеної та вільної конвекції. Розподіл температури в донних відкладеннях описується рівнянням теплопровідності. Модель була використана для розрахунку теплообміну в тривимірній гідротермодинамічній моделі водойм THREETOX. Показано, що в результаті врахування теплообміну з дном підвищується температура на глибині водойми і знижується біля поверхні. Це призводить до збільшення турбулентного потоку з атмосфери і зменшення тепловіддачі за рахунок довгохвильового випромінювання, в результаті чого середня температура водойми підвищується. Модельні розрахунки для ідеалізованих озер показали, що для водойм, на кшталт мілких озер та лагун, вплив теплообміну з дном є суттєвим у масштабах добових коливань.

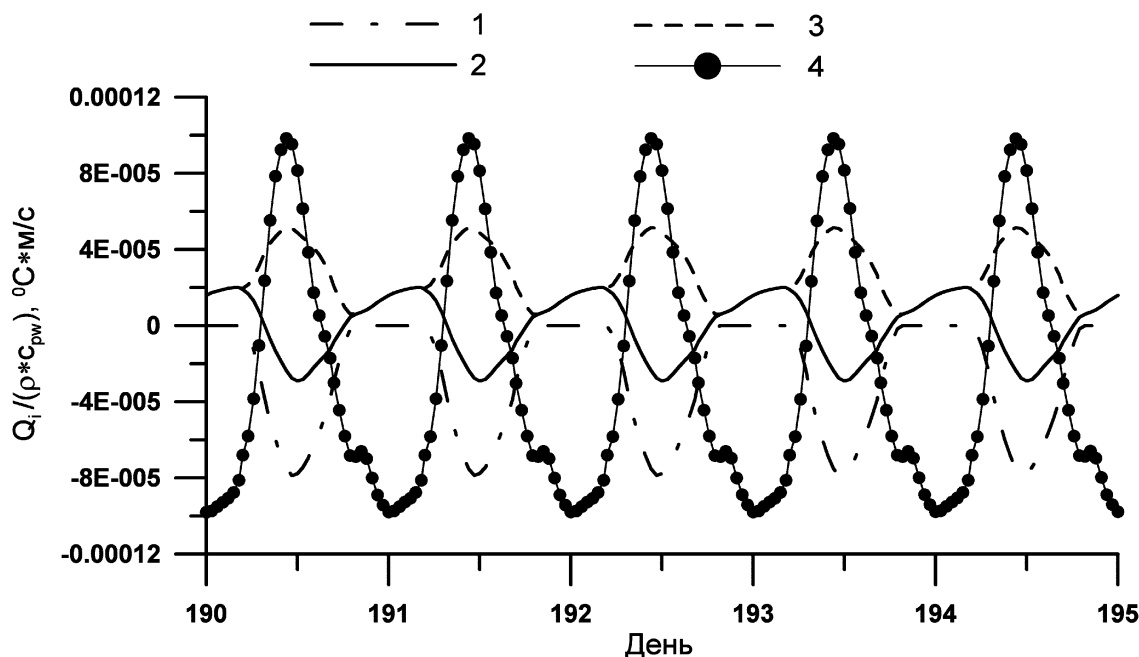


Рис. 8. Теплові потоки в мілкому озері Q_i . Тут 1 – потік сонячної радіації в дно Q_{SB} ; 2 – кондуктивний потік тепла в дно Q_{NB} ; 3 – сумарний потік тепла з дна в воду Q_{WB} ; 4 – сумарний потік тепла через поверхню води Q

This work was supported by Hankuk University of Foreign Studies Research Fund of 2008.

1. Teeter A.M., Johnson B.H., Berger C., Stelling G., Scheffner N.W., Garcia M.H., Parchure T.M. Hydrodynamic and sediment transport modeling with emphasis on shallow-water, vegetated areas (lakes, reservoirs, and lagoons) // *Hydrobiologia*.– 2001.– 444.– P. 1–23.
2. Houwing E.J., Tanczos I.C., Kroon A. de Vries M.B. Interaction of submerged vegetation, hydrodynamics and turbidity; analysis of field and laboratory studies // *Fine Sediments Dynamics in the Marine Environment*.– Proceedings of INTERCOH-2000. ed. J.C. Winterwerp and C. Kranenburg, Elsevier, Proceedings in Marine Sciences, Vol 5, 2002.– P. 441–454.
3. Jin K.R., Hamrick J.M., Tisdale T. Application of a three-dimensional hydrodynamic model for Lake Okeechobee // *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE.– 2001.– 126.– P. 758–771.
4. Wu J., Buchak E.M., Edinger J.E., Kolluru V.S. Simulation of cooling-water discharges from power plants // *Journal of Environmental Management*.– 2001.– 61.– P. 77–92.
5. Fang X., Stefan H. G. Dynamics of heat exchange between sediment and water in a lake // *Water Resour. Res.*– 1996.– 32.– P. 1719–1727.
6. Smith N.P. Observations and simulations of water-sediment heat exchange in a shallow coastal lagoon // *Estuaries*.– 2002.– 25.– P. 483–487.
7. Oey L.W. An OGCM with movable land-sea boundaries // *Ocean Modelling*.– 2006.– 13.– P. 176–195.
8. Кошебуцкий В., Мадерич В., Нестеров А., Хелинг Р. Моделирование распространения тепла во внутренних водах и прибрежных областях морей // *Прикладная гидромеханика*.– 2004.– 6.– С. 205–230.
9. Maderich V, Heling R, Bezhenar R, Brovchenko I, Jenner H, Koshebutsky V, Kuschan A, Terletska K. Development and application of 3D numerical model THREETOX to the prediction of cooling water transport and mixing in the inland and coastal waters // *Hydrological Processes*.– 2008.– 22.– P. 265–277.
10. Mellor G.L. An equation of state for numerical models of ocean and estuaries // *J. Atmos. Ocean. Tech.*– 1991.– 8.– P. 609–611.
11. Zapadka T., Wozniak S.B., Wozniak B. A simple formula for the net long-wave radiation flux in the southern Baltic Sea // *Oceanologia*.– 2001.– 43.– P. 265–277.
12. Blackadar A. High resolution models of the planetary boundary layer // *Advances in Environmental Science and Engineering*.– 1989, No 1. Pfafflin and Ziegler, Eds. Gordon and Breich, NY.– P. 50–85.
13. Fang X., Stefan H. A temperature variability in lake sediments // *Water Resources Research*.– 1998.– 34.– P. 717–729.