

## Влияние длительности ветрового воздействия на формирование течений и термобара в пресном водоеме в период таяния ледового покрова

Н. С. Блохина<sup>а</sup>

*Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, физический факультет, кафедра физики моря и вод суши. Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2.*

Статья поступила 26.09.2017, подписана в печать 17.10.2017.

С помощью математического моделирования исследовалось влияние ветра различной силы, направления и длительности на развитие термобара и сопутствующих ему течений в водоемах в период таяния ледового покрова. Показано, что с увеличением длительности ветрового воздействия на водоем усиливается роль энегрообмена на границе раздела вода–воздух в формировании течений в нем. Прохождение поверхностных вод через температуру максимальной плотности ( $4^{\circ}\text{C}$ ) приводит к формированию термобара и конвективных структур справа и слева от него. При этом по разные стороны от термобара усиление энергообмена (при увеличении длительности ветра) происходит с разной степенью интенсивности. При определенных гидрометеорологических ситуациях (в частности, при ветре направленном от берега) это может усилить интенсивность конвективного вихря в глубинной части водоема и ослабить в прибрежной, что замедлит скорость распространения термобара к центру водоема.

*Ключевые слова:* математическое моделирование, термобар, температура максимальной плотности, ветер, энергообмен, ледовый покров.

УДК: 532.517, 51-73, 556.5. PACS: 92.40.Cy.

### ВВЕДЕНИЕ

В пресных озерах северных широт особенность формирования течений весной связана с зарождением и развитием термобара (ТБ) в условиях таяния ледового покрова [1–4]. Термобар возникает в свободной ото льда части водоема в районе прогрева поверхностных вод до температуры максимальной плотности. В пресных водоемах она соответствует  $T_{\max} = 4^{\circ}\text{C}$ . Поверхностные воды, достигшие этой температуры, становятся наиболее тяжелыми и опускаются ко дну, формируя фронтальный раздел от поверхности до дна с температурой  $4^{\circ}\text{C}$  – термобар (рис. 1). Справа и слева от термобара возникают конвективные структуры, охватывающие прибрежные и глубинные воды. При этом, как следует из натуральных наблюдений [1, 2, 4], глубинный конвективный вихрь охватывает подледные и свободные ото льда воды. По мере прогрева водоема и таяния льда термобар продвигается к центру водоема параллельно берегу и исчезает при превышении поверхностных вод температуры  $T_{\max} = 4^{\circ}\text{C}$ . В глубоких водоемах он может существовать несколько месяцев, внося основной вклад в формирование термогидродинамических процессов. Термобар, ограничивая обмен энергии и вещества между прибрежными и глубинными водами, оказывает значительное влияние на экологическое состояние водоема [5, 6]. Наличие ледового покрова в водоеме в период существования ТБ вносит свои особенности в формирование течений. В связи с этим изучение термических и динамических процессов в водоемах в период таяния ледового покрова представляет большой научный и практический интерес.

С момента первого наблюдения термобара Ф. А. Форедем [7], А. И. Тихомировым [8, 9], Г. К. Роджерсом [10] на разных озерах мира и объяснения этого явления с физической точки зрения А. И. Тихомировым [8] было проведено большое количество натуральных наблюдений, созданы лабораторные и математические модели, объясняющие динамику развития термобара. Ссылки на некоторые из этих работ даны в обзоре [5]. Однако исследований по влиянию различных гидрометеорологических условий на формирование термобара насчитывается единицы. В частности, натурные наблюдения, описывающие начальную стадию формирования термобара у берега в период таяния льдов, представлены в работах [1, 2], а математическая модель, описывающая развитие термобара и сопутствующих ему течений в этот период времени, описана в работе автора [11]. Особое влияние оказывает ветер на формирование течений в водоемах. Его влияние на термогидродинамические процессы и развитие термобара в водоемах, свободных ото льда весной, осенью и в период его таяния (при кратковременном ветровом воздействии на водоем), изучалось в работах [12–16], [17] и [18–20] соответственно.

В настоящей работе с помощью математического моделирования исследуются особенности развития термобара и течений в водоеме в период таяния ледового покрова в условиях длительного ветрового воздействия на водную поверхность.

### 1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Исходя из того, что фронт термобара в водоеме направлен параллельно берегу (вдоль оси  $X_1$ ) (рис. 1) и движение воды в этом направлении однородно, решалась двумерная задача в плоскости  $X_2X_3$ .

<sup>а</sup> E-mail: [blokhinans@gmail.com](mailto:blokhinans@gmail.com)

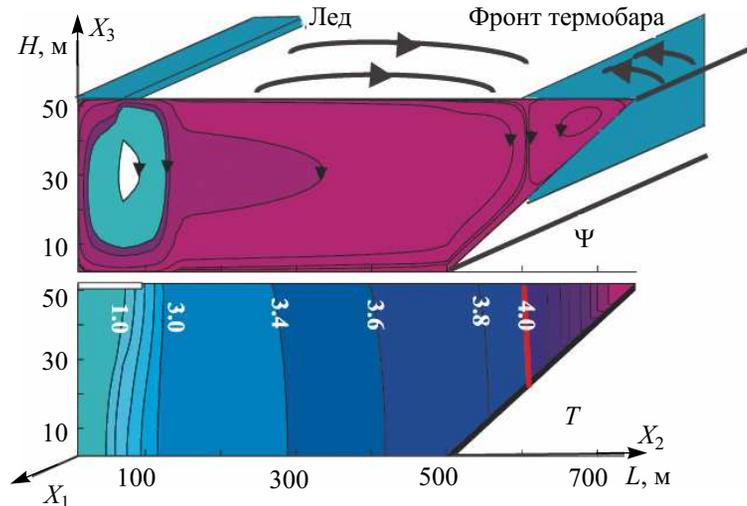


Рис. 1. Схема водоема. Поля распределения температуры  $T$  и функции тока  $\Psi$  в водоеме, не освободившемся ото льда в фазе зарождения термобара у берега

Рассматривалось движение вязкой несжимаемой жидкости в половине водоема (рис. 1), симметричного относительно вертикальной оси  $X_3$ . Ось  $X_2$  направлена к берегу. Глубина водоема равна  $H$ , а ширина по поверхности и дну равны  $L_1$  и  $L$  соответственно. В центральной части водоема находился лед толщиной  $H_i$  и протяженностью  $L_3$  (вдоль оси  $X_2$ ). Над водоемом вдоль этой оси дул ветер, скорость которого  $V$  имела различное направление (к берегу и от него) и силу.

Для моделирования термогидродинамических процессов в водоеме в период развития весеннего термического бара использовалась математическая модель, развитая в работах [11, 18, 21, 22].

Решалась система уравнений Навье–Стокса в приближении Буссинеска и уравнение теплопроводности. Аномальная зависимость плотности воды от температуры в районе  $4^\circ\text{C}$  задавалась в виде:

$$\rho(T) = \rho_0(4^\circ\text{C}) - \rho_0(4^\circ\text{C})\gamma(T - 4^\circ\text{C})^2. \quad (1)$$

Здесь  $T$  — температура и  $\rho$  — плотность воды;  $\rho_0$  — плотность воды при  $4^\circ\text{C}$ ,  $\gamma = 0.000085^\circ\text{C}^{-2}$ .

Так как движение воды однородно вдоль фронта термобара, рассматривалась плоская задача. При этом уравнение неразрывности допускало введение функции тока  $\psi$ .

В переменных функции тока  $\psi$  и вихря  $\varphi$  система уравнений термогидродинамики записывалась в безразмерном виде (ниже  $\psi$ ,  $\varphi$ ,  $T$  обозначают безразмерные переменные):

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \left( \frac{\partial \psi}{\partial x_3} \frac{\partial \varphi}{\partial x_2} - \frac{\partial \psi}{\partial x_2} \frac{\partial \varphi}{\partial x_3} \right) = \mu \left( \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x_3^2} \right) - 2(T - T_4) \frac{\partial T}{\partial x_2}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \left( \frac{\partial \psi}{\partial x_3} \frac{\partial T}{\partial x_2} - \frac{\partial \psi}{\partial x_2} \frac{\partial T}{\partial x_3} \right) = \mu \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial x_3^2} \right), \quad (3)$$

$$\Delta \psi = \varphi. \quad (4)$$

Здесь  $\mu = \nu_T / H \sqrt{gH}$  — безразмерный коэффициент обмена,  $T_4$  — безразмерное значение температуры максимальной плотности пресной воды. При введении безразмерных переменных приняты следующие масштабы: размеров  $L_m = H$ ; скорости  $V_m = \sqrt{gH}$ ; времени  $t_m = \sqrt{(H/g)}$ ; температуры  $T_m = 1/\sqrt{\gamma}$ . Здесь  $H$  — глубина водоема,  $g$  — ускорение свободного падения,  $\gamma$  — коэффициент в формуле (1).

Для замыкания системы уравнений (1)–(4) был введен коэффициент турбулентной вязкости  $\nu_T$ , для вычисления которого использовалось соотношение  $\nu_T = C\varepsilon^{1/3}H^{4/3}$  [23].

Скорость диссипации турбулентной энергии  $\varepsilon$  находилась из уравнения баланса турбулентной энергии. В безразмерном виде уравнение замыкания имело вид

$$\mu^2 = \frac{C^3}{s} \int_S \left[ 4 \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_2 \partial x_3} \right)^2 + \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_2^2} \right)^2 - (T - T_4) \frac{\partial T}{\partial x_3} \right] ds, \quad (5)$$

где  $s$  — площадь области решения задачи,  $C$  — эмпирический коэффициент.

Граничные условия для системы уравнений записывались следующим образом. На дне водоема и правой наклонной боковой границе — условия прилипания и непроницаемости для скорости и отсутствия потока тепла соответственно:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \psi}{\partial x_2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial x_3} = 0 \\ \text{и} \quad \frac{\partial \psi}{\partial n} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial n^2} = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial n} = 0. \end{aligned} \quad (6)$$

Здесь  $n$  — нормаль к наклонной боковой границе. На левой границе — условие симметрии для всех переменных:

$$\frac{\partial T}{\partial x_2} = 0, \quad \psi = 0, \quad \varphi = 0. \quad (7)$$

На верхней границе для части водоема, свободного ото льда,

$$\begin{aligned} -\mu \frac{\partial T}{\partial x_3} &= Q_b, & \frac{\partial \psi}{\partial x_2} &= 0, \\ \varphi &= \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} = \tau_b = \frac{C_D \rho_a V_b^2}{\rho_0 \mu} \end{aligned} \quad (8)$$

и подо льдом

$$\frac{\partial \psi}{\partial x_2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} = 0, \quad T = 0. \quad (9)$$

Здесь  $\rho_a$  — плотность воздуха;  $C_D$  — коэффициент трения;  $\tau_b$  — безразмерное значение напряжения трения ветра;  $Q_b = Q_T + Q_L + Q_I$  — безразмерный поток тепла. В качестве масштабов потоков принята величина  $Q_1 = \sqrt{\gamma}/c_0 \rho_0 \sqrt{gH}$ . Безразмерные потоки тепла вычислялись по формулам:

явный поток тепла —

$$Q_T = \rho_a c_p C_T (T - T_{\text{air}}) V / Q_1; \quad (10)$$

скрытый поток тепла —

$$Q_L = LC_q (q - q_{\text{air}}) V / Q_1; \quad (11)$$

поток длинноволнового излучения —

$$Q_I = \delta \sigma (273.15 + T)^4 / Q_1. \quad (12)$$

$Q_{RI} = Q_R / Q_I$ , где  $Q_R$  — радиационный поток тепла от Солнца. В этих выражениях  $c_p$  и  $c_0$  — теплоемкость воздуха и воды при постоянном давлении,  $C_T$  и  $C_q$  — коэффициенты Стентона и Дальтона для переноса тепла и влаги,  $L$  — скрытая теплота парообразования,  $T_{\text{air}}$  и  $q_{\text{air}}$  — температура и удельная влажность воздуха,  $T$  и  $q$  — температура поверхности воды и удельная влажность вблизи ее поверхности,  $\sigma = 5.67 \times 10^{-8}$  Вт/(м<sup>2</sup> × К<sup>4</sup>),  $\delta = 0.95$ .

Размерное выражение для скрытого потока тепла (11) в зависимости от температуры подстилающей поверхности может быть записано с учетом относительной влажности воздуха  $f$  и зависимости насыщающей влажности от температуры воздуха в виде

$$\begin{aligned} q &= \Phi(T) = \Phi(T_{\text{air}} + (T - T_{\text{air}})) = \\ &= \Phi(T_{\text{air}}) + \frac{\partial \Phi}{\partial T} (T - T_{\text{air}}). \end{aligned}$$

Здесь учтено, что разность температуры вода—воздух обычно мала, что позволяет линеаризовать выражение для  $q$  вблизи значения температуры воздуха.

Удельную влажность воздуха представим как  $q = f \cdot \Phi(T_{\text{air}})$ . Тогда

$$Q_L = \left( LC_q ((1 - f) \Phi(T_{\text{air}}) + \frac{\partial \Phi}{\partial T} (T - T_{\text{air}})) V \right) / Q_1. \quad (13)$$

Толщина ледяного покрова  $H_i$  определялась из уравнения

$$\frac{\partial H_i}{\partial t} = \frac{(Q_{WB} + Q_{WL} + Q_2)}{L_i r_i}, \quad (14)$$

где  $L_i$  — удельная теплота плавления льда,  $r_i$  — плотность льда,  $Q_{WB}$  и  $Q_{WL}$  — потоки, поступающие к нижней и боковой границам льда от воды соответственно.  $Q_2 = Q_R + Q_i$ , где  $Q_i$  — поток длинноволнового излучения с поверхности льда.

Задача решалась численно. Система уравнений (2)–(4), граничные условия (6)–(9), уравнение замыкания (5) и уравнение баланса льда (14) записывались в конечно-разностном виде с использованием центральных разностей для аппроксимации пространственных и односторонних для временных производных. Использовалась явная конечно-разностная схема. Уравнение Пуассона решалось методом последовательной верхней релаксации [24]. Расчеты проводились на сетке  $26 \times 76$ . Шаг сетки по вертикали равнялся 2 м, а по горизонтали — 10 м.

## 2. ПАРАМЕТРЫ ЗАДАЧИ

Рассматривался водоем глубиной  $H = 50$  м и шириной  $L_1 = 750$  м (половина водоема). Скорость ветра принимала значения  $V = 1, 3, 5, 7$  м/с. Направление ветра задавалось к берегу и от берега. Температура атмосферы принималась равной  $T_a = 8^\circ\text{C}$ , а относительная влажность воздуха —  $f = 60\%$ . Поток солнечной радиации, поступающий на поверхность водоема,  $Q_R = 450$  Вт/м<sup>2</sup>. Время воздействия ветра на водную поверхность составляло до 15 ч. Начальные поля распределения температуры ( $T$ ) и функции тока ( $\psi$ ), а также поле вихря ( $\varphi$ ) соответствуют случаю, когда в период весеннего прогрева водоема в нем сформировался прибрежный термический бар. При этом центральная область водоема покрыта льдом, у кромки которого образовался интенсивный глубинный вихрь (ИГВ) [11]. Качественно начальные поля  $T$  и  $\psi$  совпадают с полями на рис. 1.

## 3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТА

Весной в водоемах, свободных ото льда и еще полностью от него не освободившихся, у берега зарождается термобар (фронтальный раздел, ТБ). Справа и слева от него формируются конвективные структуры, сходящиеся в районе фронтального раздела и охватывающие прибрежные и глубинные воды. При этом

во втором случае около кромки льда (внутри антициклонического вихря слева от ТБ) образуется вихревая структура, где наблюдается значительный градиент температуры по горизонтали (рис. 1) [11].

Зарождение этого вихря вызвано наличием у воды максимальной плотности ( $\rho_{\max}$ ) при  $T_{\max} = 4^\circ\text{C}$  (рис. 2). Плотность воды от  $0^\circ\text{C}$  до  $4^\circ\text{C}$  увеличивается, а от  $4^\circ\text{C}$  до  $8^\circ\text{C}$  уменьшается одинаковым образом. При этом наибольший ее градиент наблюдается вдали от  $T_{\max} = 4^\circ\text{C}$ .

Критерием конвективной неустойчивости водных масс является безразмерное число Грасгофа  $Gr$ . Для аномальной зависимости плотности пресной воды от температуры оно имеет вид  $Gr = \frac{g\gamma\Delta T^2 H^3}{\nu^2}$  [25]. Здесь  $g$  – ускорение свободного падения,  $\gamma$  – коэффициент в формуле (1),  $\Delta T$  – разница температур между поверхностью и дном водоема,  $\nu$  – кинематическая вязкость воды,  $H$  – глубина водоема.

Чем больше число Грасгофа, тем более неустойчив слой воды и интенсивней конвекция. В районе кромки льда (рис. 1) и в районе термобара (слева от него) перепады температуры поверхность–дно равны  $\Delta T_1 \approx 0.3^\circ\text{C}$  и  $\Delta T_2 \approx 0.06^\circ\text{C}$  соответственно.

Отношение чисел Грасгофа в этих двух случаях  $Gr_1/Gr_2 \sim 25$ . Наибольшая плотностная неустойчивость водных масс наблюдается у кромки льда, что приводит к зарождению внутри конвективной структуры, охватывающий водоем от центра до ТБ интенсивного глубинного вихря (ИГВ).

После таяния льда температура воды увеличивается по всей акватории водоема, приближаясь к  $T_{\max} = 4^\circ\text{C}$  слева от ТБ и превышая ее в прибрежной области. При этом плотность глубинных вод (слева от ТБ) стремится к максимальному значению, а прибрежных – уменьшается (рис. 2). Это приводит к увеличению неустойчивости поверхностных вод слева от ТБ, увеличению размера ИГВ, к его распространению до ТБ и усилению циркуляции в глубинной области водоема. Дальнейший прогрев воды на какое-то время может способствовать еще большему усилению глубинной циркуляции, что замедляет перемещение ТБ от берега [20].

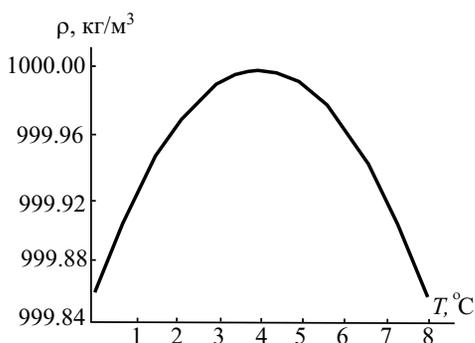


Рис. 2. Зависимость плотности воды  $\rho$  от температуры  $T$  в районе  $4^\circ\text{C}$

Наличие ветра над акваторией водоема может изменить описанную выше картину течений. Прежде всего зона схождения вихрей и термобара (в классическом понимании фронтального раздела с температурой  $T_{\max} = 4^\circ\text{C}$  от поверхности до дна) могут не совпадать. Это зависит как от глубины водоема, так и от скорости и направления ветра [18, 19]. В природных условиях расхождение областей схождения воды на поверхности и изотермы  $4^\circ\text{C}$  наблюдалось около восточного берега Ладожского озера (данные наблюдений С. Г. Каретникова и М. А. Науменко предоставлены в устном сообщении М. А. Науменко). В дальнейшем будем обсуждать влияние ветра на формирование зоны схождения вихрей (ЗСВ) в период таяния ледового покрова. Исследования проводились для случаев направления ветра к берегу и от берега при различной длительности ветрового воздействия на поверхность водоема.

Анализ результатов расчетов в случае ветра, направленного от берега, показал, что при увеличении его скорости и одинаковой продолжительности воздействия на водную гладь увеличивается скорость перемещения зоны схождения вихрей к центру водоема. Это вполне естественно, так как и ветровое воздействие, и прогрев водоема способствуют перемещению прибрежной циркуляции от берега. Интерес представляет развитие ситуации при ветре направленном от берега для одной скорости ветра и разных времен его воздействия на водоем (рис. 3). На рисунке представлены поля распределения температуры  $T$  и функции тока  $\Psi$  при скорости ветра  $V = 5$  м/с через  $t = 1, 3$  и  $6$  ч после начала его воздействия на водоем. Чем дольше он дует, тем медленнее перемещалась ЗСВ к центру водоема. На первый взгляд, такая ситуация необычна. Здесь и ветер, и плотностная неустойчивость при прогреве прибрежных поверхностных вод до температуры максимальной плотности действуют в одном направлении, способствуя перемещению зоны схождения вихрей от берега. Объясняется этот феномен в условиях ветрового воздействия на акваторию водоема не только аномальными свойствами воды [20], но и увеличением энергообмена на границе раздела водоем–атмосфера. Чем дольше дует ветер и больше его скорость, тем значительней становятся потоки явного (10) и скрытого тепла (13), способствующие изменению температуры воды. Это приводит и к изменению потока длинноволнового излучения (12), охлаждающего поверхностные воды.

Наличие ТБ в водоеме делит поверхностные воды на более теплые  $T > 4^\circ\text{C}$  (справа от ТБ) и более холодные  $T < 4^\circ\text{C}$  (слева от ТБ). При этом наблюдаются области максимальных горизонтальных градиентов температур в воде и воздухе, которые перемещаются вдоль поверхности водоема вслед за движением ТБ и пропадают при превышении температуры поверхностных вод  $4^\circ\text{C}$  [26, 27]. При определенных гид-

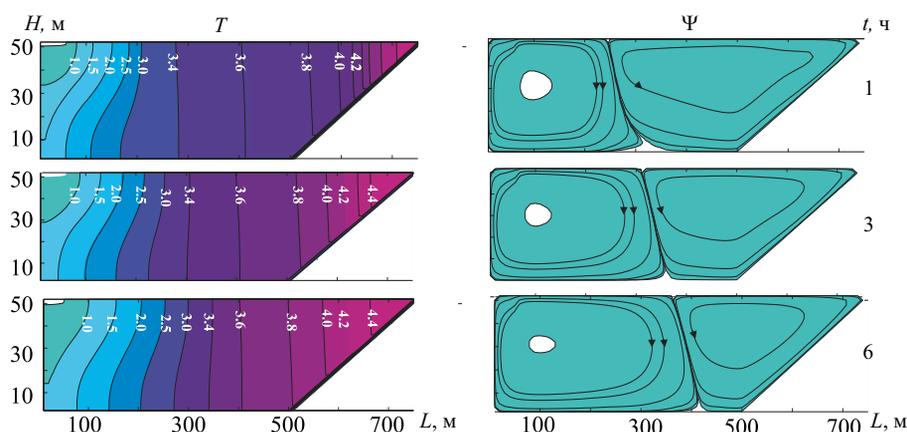


Рис. 3. Поля распределения температуры  $T$  и функции тока  $\Psi$  при ветре, направленном от берега ( $V = 5$  м/с), через  $t = 1, 3$  и  $6$  ч после начала его воздействия на водоем

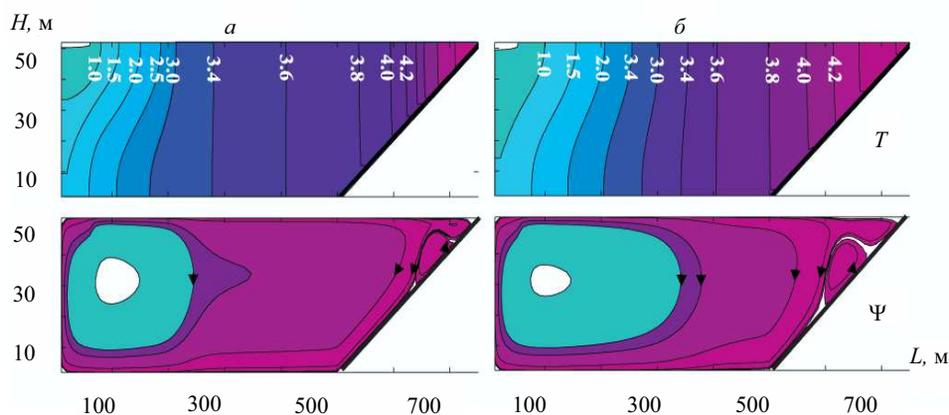


Рис. 4. Поля распределения температуры  $T$  и функции тока  $\Psi$  в водоеме при ветре, направленном к берегу:  $a - V = 7$  м/с,  $t = 1$  ч;  $б - V = 3$  м/с,  $t = 6$  ч

рометеорологических ситуациях это будет приводить к смене направления суммарного потока тепла на границе раздела водоем—атмосфера [28]. С одной стороны ТБ воды могут нагреваться, а с другой — охлаждаться. С увеличением длительности ветрового воздействия на водоем увеличивается время прогрева его поверхностных вод, что способствует изменению энергообмена между водоемом и атмосферой с разной степенью интенсивности в разных частях водоема.

При рассмотренных в работе метеорологических условиях, с одной стороны увеличивается поток скрытого тепла из водоема за счет испарений (в большей степени в теплой прибрежной области), что приводит к уменьшению температуры воды. С другой стороны увеличивается поток явного тепла, направленный в водоем (в большей степени в холодной центральной части водоема), что приводит к нагреву воды. Это изменяет температуру поверхностных вод, а следовательно, и поток длинноволнового излучения (см. формулу (12)), который способствует охлаждению водоема. Суммарное воздействие потоков тепла на водоем способствует более быстрому прогреву прибрежных вод.

Их температура все больше превышает  $T_{\max} = 4^{\circ}\text{C}$ , что приводит к уменьшению плотности воды (рис. 2). Глубинные воды остаются холоднее  $4^{\circ}\text{C}$ , и их плотность со временем приближается к максимальной. Это способствует дополнительному усилению глубинной циркуляции. В результате наблюдается замедление перемещения зоны схождения вихрей и прибрежной циркуляции к центру водоема. Со временем ситуация меняется. Увеличение времени воздействия ветра на водоем приводит к изменению температуры поверхностных вод так, что большую неустойчивость приобретают воды вблизи берега и прибрежная циркуляция начинает вытеснять глубинную.

При ветре, направленном к берегу, плотностная неустойчивость и дрейфовое течение оказывают влияние на водоем в разных направлениях. В глубоком водоеме, который рассматривается в настоящей работе, поглощение прибрежной циркуляции глубинной происходит приблизительно одинаковым образом в двух ситуациях. В первой ситуации это происходит при большой скорости ветра  $V$  и небольшом времени  $t$  его воздействия на водную гладь (рис. 4,  $a$ ;  $V = 7$  м/с,

$t = 1$  ч), а во второй — при малых значениях  $V$  и более длительном ветровом воздействии на водоем (рис. 4, б;  $V = 3$  м/с,  $t = 6$  ч). В первом случае на его исчезновение большее влияние оказывает дрейфовое течение. Во втором — длительность прогрева водоема. Как было показано выше, из-за аномального свойства пресной воды и изменения энергообмена между водоемом и атмосферой происходит увеличение ИГВ. Приближаясь к берегу и объединяясь с вихревой структуры слева от термобара, интенсивная вихревая структура подавляет прибрежную циркуляцию.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что в период таяния ледового покрова развитие термобара и сопутствующих ему течений существенным образом зависят не только от силы и направления ветра, но и от длительности его воздействия на водоем. Чем дольше дует ветер, тем большую роль в формировании течений в водоеме играет энергообмен на границе раздела между ним и атмосферой. При этом по разные стороны от термобара усиление энергообмена происходит с разной степенью интенсивности. В связи с прохождением поверхностных вод в районе термобара через температуру максимальной плотности по разные стороны от него (при определенных гидрометеорологических условиях) может наблюдаться смена направления суммарного теплового потока. Слева от ТБ (при приближении температуры поверхностных вод к  $4^{\circ}\text{C}$ ) тепловые потоки способствуют усилению плотностной неустойчивости водных масс, а справа — уменьшению. Это при длительном воздействии ветра на акваторию водоема приводит к ослаблению прибрежной циркуляции и замедлению распространения ТБ к центру водоема.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-01-6363)

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Salonen K., Pulkkanen M., Salmi P., Griffiths R. W. // *Limnol. Oceanogr.* 2014. **59**, N 6. P. 2121.
2. Salmi P., Salonen K. // *Limnol. Oceanogr.* 2016. **61**, N 1. P. 240.
3. Тихомиров А.И. // Тепловой режим Онежского озера. Л.: Изд-во Академии наук СССР. 1973. С. 202.
4. Kirillin G. B., Forest A. L., Graves K. E. et al. // *Geophys. Res. Lett.* 2015. **42**. P. 2893.
5. Holland P. R., Kay A. // *Limnologica.* 2003. **33**, N 3. P. 153.
6. Блохина Н. С., Показеев К. В. // Земля и Вселенная. 2015. № 6. С. 78
7. Forel F. A. // *L'Écho des Alpes.* 1880. 3. P. 149.
8. Тихомиров А.И. // Изв. ВГО. 1959. **91**, № 5.
9. Тихомиров А.И. // Изв. ВГО. 1963. **95**, № 2. С. 134
10. Rodgers G. K. // Proc. 8th Conf. Great Lakes Res., Univ. Michigan, Great Lakes Res. Div., Publ. 15. 1965. P. 369.
11. Блохина Н. С., Орданович А. Е. // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* 2012. № 1. С. 113. (Blokhina N. S., Ordanovich A. E. // *Moscow University Phys. Bull.* 2012. **67**, N 1. P. 109.)
12. Malm J. // Thermal Bar Dynamics – Springtime Thermo- and Hydrodynamics in Large Temperate Lakes. PhD, Rep. No. 1012, Dept. of Water Resources Eng., Lund University, Sweden, 1994.
13. Botte V., Kay A. A. // *Dynamics of Atmospheres and Oceans.* 2002. **35**, N 2. P. 131.
14. Блохина Н. С., Соловьев Д. А. // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* 2006. № 3. С. 59 (Blokhina N. S., Solov'ev D. A. // *Moscow Univ. Phys. Bull.* 2006. N 3. P. 59).
15. Соловьев Д. А., Блохина Н. С. // *Океанология.* 2010. **50**. № 6. С. 904. (Solov'ev D. A., Blokhina N. S. // *Oceanology.* 2010. **50**, N 6. P. 855.)
16. Tsydenov B. O., Kay A., Starchenko A. V. // *Ocean Modelling.* 2016. **104**. P. 73.
17. Farmer D. M., Carmack E. C. // *J. of phys. oceanography.* 1981. **11**, P. 1516.
18. Блохина Н. С. // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* 2013. № 4. С. 59. (Blokhina N. S. // *Moscow Univ. Phys. Bull.* 2013 **68**, N 4. P. 324.)
19. Блохина Н. С. // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* 2015. № 4, С. 102. (Blokhina N. S. // *Moscow University Phys. Bull.* 2015. **70**, N 4. P. 319.)
20. Блохина Н. С. // *Изв. РАН. Сер. физ.* 2017. **81**. № 1. С. 106. (Blokhina N. S. // *Bull. of the RAS: Physics.* 2017. **81**, N 1. P. 96.)
21. Блохина Н. С., Орданович А. Е., Савельева О. С. // *Вод. ресурсы.* 2001. **28**, № 2. С. 224 (Blokhina N. S., Ordanovich A. E., Savel'eva O. S. // *Water Resources.* 2001. **28**, N 2. P. 201.)
22. Блохина Н. С., Овчинникова А. В., Орданович А. Е. // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* 2002. № 2. С. 60. (Blokhina N. S., Ovchinnikova A. V., Ordanovich A. E. // *Moscow Univ. Phys. Bull.* 2002. **57**, N 2. P. 73.)
23. Монин А. С., Яглом А. М. *Статистическая гидромеханика.* М.: Наука, ч. 1. 1965. P. 639.
24. Роуч П. *Вычислительная гидродинамика.* М.: Мир, 1980. С. 618.
25. Блохин А. С., Блохина Н. С. // *ДАН СССР.* 1970. 193, № 4. С. 805 (Blokhin A. S., Blokhina N. S. // *Doklady Physics.* 1970. 193, N 4. P. 805).
26. Науменко М. А., Каретников С. Г., Горелова Э. М., Румянцев В. Б. // *Изв. ВГО.* 1990. **122**, № 6. С. 541.
27. Науменко М. А., Гузиватый В. В., Каретников С. Г. // *Океанология.* 2012. **52**, № 6. С. 798 (Naumenko M. A., Guzivaty V. V., Karetnikov S. G. // *Oceanology.* 2012. **52**, N 6. P. 735.)
28. Блохина Н. С. // *Водные ресурсы.* 2014. **41**. № 4. С. 355 (Blokhina N. S. // *Water Resources.* 2014. **41**, N 4. P. 379.)

**The Influence of the Duration of Wind Impact on the Formation of Currents and a Thermal Bar in a Freshwater Reservoir over the Period of Melting of the Ice Cover****N. S. Blokhina**

*Department of of Physics of Sea and Inland Water, Faculty of Physics,  
Lomonosov Moscow State University. Moscow 119991, Russia.  
E-mail: [blokhinans@gmail.com](mailto:blokhinans@gmail.com).*

The impact of wind of different strengths, directions, and durations on the development of a thermal bar and accompanying currents in reservoirs over the period of ice cover melting was studied using mathematical modeling. It is shown that as the duration of the wind impact on the reservoir increases, the role of energy exchange at the water-air interface in the formation of currents in the reservoir increases. The passage of surface waters through the temperature of maximum density ( $4^{\circ}\text{C}$ ) leads to the formation of a thermal bar and convective structures to the right and to the left of it. In this case, the increase in the energy exchange as the duration of the wind grows occurs with different degrees of intensity on different sides of the thermal bar. In certain hydrometeorological situations (when the wind is directed offshore) this can increase the intensity of the convective vortex in the deep part of the reservoir and weaken it in the shore part, which will slow the propagation of the thermal bar towards the center of the reservoir.

*Keywords:* mathematical modelling, thermal bar, temperature of maximum density, wind, energy exchange, ice cover.  
PACS: 92.40.Cy.

*Received 26 September 2017.*

English version: *Moscow University Physics Bulletin*. 2018. **73**, No. 4. Pp. 428–434.

**Сведения об авторах**

Блохина Наталия Сергеевна — канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотрудник; e-mail: [blokhinans@gmail.com](mailto:blokhinans@gmail.com).