

УДК 536.252: 556.555.4

ОЦЕНКИ КОЭФФИЦИЕНТОВ ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТИ В ДИМИКТИЧЕСКИХ ОЗЕРАХ

Н. И. Пальшин¹, С. Р. Богданов¹, Т. В. Ефремова¹, А. О. Кузина²

¹ Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН»,
Петрозаводск, Россия

² Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск, Россия

На основе данных многолетних измерений температуры воды в трех димиктических озерах получены оценки средних эффективных коэффициентов вертикального турбулентного обмена для периода формирования устойчивой термической стратификации (июль–август). В качестве объектов исследования выбраны глубокие озера: Онежское (Россия), Каллавеси (Финляндия), Инари (Финляндия). Для усредненных за многолетний период сезонных изменений температуры воды эффектами горизонтального переноса тепла обычно можно пренебречь и рассматривать дифференциальное уравнение теплопроводности для одномерного случая. Оценки эффективных коэффициентов теплопроводности были получены тремя способами: по изменениям теплосодержания столба воды, по локальным изменениям температуры воды и на основе анализа амплитудного и фазового отклика температуры глубоких слоев водной толщи на квазипериодические изменения средней температуры эпилимниона. Их значения, установленные в результате расчетов, на два-четыре порядка превышают значение коэффициента молекулярной теплопроводности в воде.

Ключевые слова: димиктическое озеро; термическая стратификация; коэффициент турбулентной диффузии; эффективный коэффициент теплопроводности.

N. I. Palshin, S. R. Bogdanov, T. V. Efremova, A. O. Kuzina. ESTIMATES OF THERMAL DIFFUSIVITY IN DIMICTIC LAKES

Based on the results of long-term measurements of water temperature in three dimictic lakes, we obtained estimates of the average effective coefficients of vertical turbulent exchange for the period of formation of stable thermal stratification (July-August). Deep lakes were chosen as objects of this study: Onega (Russia), Kallavesi (Finland), Inari (Finland). For seasonal water temperature trends averaged over a multi-annual period the effects of horizontal heat transfer can be neglected, so the estimates were based on the analysis of the one-dimensional version of the heat transfer differential equation. The effective thermal diffusivity was calculated in three ways: based on changes in the heat content of the water column, local changes in water temperature, and also through the analysis of the amplitude and phase response of the deep layers temperature on quasi-periodic changes in the average temperature of the epilimnion. These estimates are two to four orders of magnitude greater than the value of the coefficient of molecular thermal diffusivity in water.

Keywords: dimictic lake; thermal stratification; coefficient of turbulent diffusion; effective coefficient of thermal diffusivity.

Введение

Термические и гидродинамические процессы являются тем каркасом (базисом), формирование которого определяет протекание гидрохимических и гидробиологических процессов, важных для функционирования водных экосистем [Reynolds, 2006]. Они играют важнейшую роль в формировании термической структуры водоемов и перераспределении растворенных и взвешенных веществ. Особенно большое влияние они оказывают на разнообразие и продуктивность фитопланктона. В частности, турбулентное перемешивание и термическая стратификация являются абиотическими факторами для регулирования состава и численности весеннего и летнего фитопланктона [Yang et al., 2016]. Перемешивание улучшает насыщение кислородом гипolimниона, влияет на обмен биогенными элементами с донными отложениями, усиливает вертикальный перенос богатой питательными веществами воды из гипolimниона в эпилимнион и может даже вовлечь гипolimнетический фитопланктон обратно в фотическую зону. Движения воды определяют вертикальное распределение планктонных организмов в соответствии с их индивидуальными способностями всплывать или погружаться [Reynolds, 2006]. Сезонные вариации интенсивности перемешивания в вертикальном водном столбе могут дифференцированно влиять на конкурентные способности (между водорослями с разной плавучестью) и производительность таксонов фитопланктона с различными физиологическими особенностями [Peeters et al., 2013]. Уменьшение интенсивности турбулентного перемешивания с усилением плотностного расслоения водного столба и более истощенные условия питания в фотической зоне влияют на размер и структуру фитопланктона, что создает более предпочтительные условия для мелких таксонов [Winder, Sommer, 2012]. В результате отдельных натурных и лабораторных экспериментов установлена количественная связь между характеристиками турбулентности и фотосинтезом, а также выявлены разные режимы развития водорослей в зависимости от изменений гидродинамических условий [Thomas, Gibson, 1990; Крейман и др., 1992; Gibson, Thomas, 1995].

При количественном описании турбулентного перемешивания обычно используют диффузионное приближение, аппроксимируя турбулентные потоки тепла градиентными слагаемыми, включающими эффективные коэффициенты турбулентного обмена. При этом в численных моделях нередко применяется

искусственный подбор эффективных коэффициентов диффузии с целью получения наиболее реалистичных результатов расчетов. При классических оценках коэффициентов турбулентной теплопроводности обычно используются данные по динамике вертикальных распределений температуры воды [Хатчинсон, 1969; Хомскис, 1969]. Однако из-за присутствия случайных флуктуаций температуры воды в результате различных гидродинамических процессов (внутренние волны, апвеллинги, горизонтальный перенос тепла и др.) получить корректные оценки по единичным измерениям практически невозможно. В значительной мере уменьшить влияние случайных флуктуаций температуры воды для перехода к решению одномерной задачи можно лишь в результате усреднения большого количества данных. В фотическом слое также нельзя пренебрегать влиянием объемного нагревания воды солнечной радиацией и охлаждением воды, вызванным испарением и длинноволновым излучением.

В целом в современной трактовке задачи определения коэффициентов турбулентного обмена, в частности вертикального коэффициента турбулентной диффузии (K_v), принято рассматривать в более широком контексте общих проблем стратифицированной турбулентности. При этом, соответственно, расчет K_v увязывается с задачами расчета других базовых параметров, в первую очередь – скорости диссипации кинетической энергии ε . Широкое распространение получила, например, формула Осборна $K_v = \Gamma \varepsilon / N^2$, где N – частота Брента – Вайсяля [Osborn, 1972, 1980]. При всей физической привлекательности такого подхода его имплементация связана со значительными трудностями. Например, открытым остается вопрос об оценке присутствующего в приведенной формуле коэффициента перемешивания Γ . Степень универсальности оценки $\Gamma \sim 0,2$, полученной из океанологических данных, остается спорным вопросом [Salehipour, Peltier, 2015; Mashayek et al., 2017]. В свою очередь, весьма непростой является и задача оценки ε . Для прямых ее оценок необходимы измерения скоростей течений автономными самописцами с высоким разрешением, однако такие приборы являются дорогостоящим оборудованием, их промышленные образцы стали появляться лишь в последние два десятилетия. Известные методы оценки ε на основе обработки температурных данных предполагают, например, использование процедуры трансформации полученных из эксперимента температурных профилей к соответствующим

монотонным изменениям (путем искусственной перестановки соответствующих слоев водной толщи – “reordering”), с последующей оценкой масштаба Торпа L_T . Конечные соотношения при этом достаточно просты и наглядны, однако также включают эмпирические параметры, оценка которых и постоянство их значений весьма проблематичны. В качестве примера можно привести формулу $\varepsilon = 0,64L_T^2 N^3$ [Harep, 2019], основанную на использовании эмпирического соотношения $L_O \approx 0,8L_T$, связывающего значения масштабов Озмидова и Торпа.

Следует также отметить, что даже определенные значения величины K_V не решает полностью проблему расчета коэффициента турбулентной теплопроводности: вопрос о значении турбулентного параметра Прандтля $Pr_t = K_V / K_T$ остается открытым. Открытым остается также вопрос о возможности экстраполяции океанологических оценок на случай водных масс озера. Гидродинамические процессы в озерах и океанах имеют много общего, но из-за огромных различий в размерах механизмы их перемешивания и формирования стратификации различаются. Наиболее детальный обзор гидродинамических процессов в водоемах суши, с использованием данных инструментальных измерений скоростей течений и температуры воды современными приборами, дан в статье [Wüest, Lorke, 2003], где наряду с механизмами перемешивания приведены диапазоны изменчивости гидрофизических параметров.

Цель исследования – по данным многолетних измерений температуры воды получить оценки эффективных коэффициентов теплопроводности, соответствующие наиболее типичным для июня–августа условиям атмосферного воздействия (по средним изменениям температуры воздуха, солнечной радиации, скорости ветра) на крупные димиктические водоемы.

Материалы и методы

Исходными материалами для оценок коэффициентов теплопроводности послужили натурные данные многолетних измерений температуры воды на озерах: Онежском (площадь 9270 км², средняя и максимальная глубины 30 и 120 м соответственно), Каллавети (890 км², 9 и 70 м), Инари (1050 км², 14 и 92 м). Относительно регулярные наблюдения за термическим режимом Онежского озера проводились в навигационные периоды с 1958 по 1989 г. Карельским республиканским центром по гидрометеорологии и мониторин-

гу окружающей среды на стандартных горизонтах (0,1; 2; 5; 10; 15; 20; 30; 50 м; дно) постоянных рейдовых вертикалей. Для анализа внутрисезонной изменчивости вертикальной термической структуры озера нами была выбрана станция с наличием ежемесячных наблюдений, расположенная в центральном глубоководном районе (61°46' с. ш.), для которой длины разгона ветра по основным направлениям (за исключением северного) превышают 30 км. По финским озерам Каллавети и Инари использованы ежедекадные многолетние наблюдения на горизонтах через 1–2 м за период с 1981 по 2001 г., собранные Эско Куусисто из режимных материалов для финских гидрологических ежегодников и любезно предоставленные нам в качестве обмена информацией. Озеро Каллавети имеет в плане сложную лопастную форму. В районе Куопио (62°55' с. ш.), где проводились наблюдения, прямое ветровое воздействие происходит на ограниченной акватории около 70 км² с максимальной глубиной 53 м, в точке наблюдения 46 м [Kuusisto, 1981]. В оз. Инари измерения температуры воды проводились в небольшом (площадь 10 км²) глубоком (максимальная глубина 52 м, в точке наблюдения 42 м) заливе (68°52' с. ш.), прикрытом островами от ветра на основной акватории озера [Kuusisto, 1981]. Во всех озерах измерения температуры воды проводились глубоководными опрокидывающимися термометрами, стандартное разрешение и точность приборов 0,02 °С.

Наиболее простые методы оценок коэффициентов теплопроводности основаны на использовании закона Фурье, который можно применять для случая глубоких озер при отсутствии в них горизонтального переноса и внутренних источников тепла. Один из них основан на непосредственном расчете теплового бюджета столба воды единичного сечения ΔS и толщиной z^* . В рамках такого интегрального подхода скорость увеличения теплосодержания Q для выделенного столба, верхняя граница слоя которого расположена на некоторой поверхности выше дна водоема, можно аппроксимировать выражением: $-\lambda \partial T / \partial z|_{z=H-z^*}$, где λ – эффективная теплопроводность, $\partial T / \partial z$ – вертикальный градиент температуры воды, H – глубина в озере. Ось z направлена сверху вниз, $z = 0$ соответствует поверхности озера. В пределах допущенных ошибок измерений температуры воды потерями тепла на нагревание донных отложений можно пренебречь.

Для вычисления коэффициентов турбулентной теплопроводности K_T на разных горизонтах можно воспользоваться формулой

$$K_T = -\frac{1}{c_p \rho \Delta S} \frac{dQ_z}{dt} \frac{\partial z}{\partial T}, \quad (1)$$

где c_p и ρ – удельная теплоемкость при постоянном давлении и плотность воды соответственно, dQ_z/dt – поток тепла через единичное сечение.

Расчеты количества тепла, проходящего через единичные площади поверхностей, и оценки K_T выполнялись по шагам снизу вверх (в соответствии с наращиванием толщины слоя) для всех горизонтов до нижней границы фотического слоя, на которых проводились измерения температуры воды в озерах. Оценка производных в правой части формулы (1) и, соответственно, надежность оценки коэффициента K_T существенно зависят от пространственной и временной дискретности измерений температуры.

В другом варианте описанного метода за основу принимается одномерное уравнение теплопроводности

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (2)$$

и оценка K_T осуществляется по изменению температуры на заданном горизонте. При этом зависимостью K_T от z , как правило, пренебрегают, а для оценки второй производной температуры по вертикали используют выражение [Хатчинсон, 1969]:

$$T - C = C_1 e^{-az}, \quad (3)$$

обычно описывающее температурный профиль ниже эпилимниона в глубоких озерах с развитой термической стратификацией. Эмпирические константы C и C_1 в выражении (3) характеризуют температуру придонных слоев: C – соответствующую изотермической циркуляции до установления термической стратификации и C_1 – виртуальную температуру, которая соответствует экстраполяции температурной кривой гипolimниона и металимниона до поверхности озера. В этом методе ось z направлена вниз от поверхности озера ($z = 0$). При наличии усредненных профилей температуры воды эмпирические параметры a (скорость изменения температуры воды с глубиной), C и C_1 легко подбираются итерационным методом приближения. При их оценках значения температуры воды эпилимниона и придонного пограничного слоя удаляются из набора данных.

При использовании представления (3) уравнение (2) легко преобразуется в формулу

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K_T a^2 (T - C), \quad (4)$$

позволяющую произвести непосредственный расчет K_T для мета- и гипolimниона.

Менее известен еще один метод определения K_T , основанный на анализе решений базового уравнения (2), соответствующих задаче без начальных условий [Тихонов, Самарский, 1977]. В его рамках значение K_T определяется по отклику системы на установившиеся колебания температуры на ее поверхности. В простейшем случае, когда температура и плотность теплового потока зависят от времени в соответствии с гармоническим законом ($T(0,t) = T_0 \sin(\omega t) + \bar{T}$), решение может быть представлено в аналитическом виде [Бабич и др., 1964]:

$$T(z,t) = T_0 \exp(-\sqrt{\omega/(2K_T)} z) \cos(\omega t - \sqrt{\omega/(2K_T)} z) + \bar{T}, \quad (5)$$

где T_0 и ω – амплитуда и частота колебаний температуры воды в поверхностном слое, \bar{T} – невозмущенное значение температуры.

Формула (5) отражает две характерные особенности передачи тепла в условиях периодического нагрева поверхности. Во-первых, на каждой заданной глубине температура изменяется со временем по гармоническому закону, однако при этом колебания в каждом слое сдвинуты по фазе на величину $\sqrt{\omega/(2K_T)} z$ по отношению к колебаниям на поверхности. Временной масштаб $z/\sqrt{2K_T\omega}$, характеризующий подобную тепловую инерцию системы, определяется частотой колебаний, глубиной и эффективным коэффициентом теплопроводности. Что касается амплитуды колебаний, ее значение уменьшается с глубиной по экспоненциальному закону, при этом характерное значение «глубины проникновения» \tilde{z} определяется лишь параметрами K_T и ω : $\tilde{z} = \sqrt{2K_T/\omega}$.

В целом рассматриваемое решение (5) уравнения (2) можно интерпретировать как затухающую с увеличением глубины температурную волну. Среднепогодные циклы солнечной радиации и температуры воздуха достаточно хорошо описываются гармоническими функциями, что дает основание при оценке эффективной теплопроводности водной толщи применить метод затухающей тепловой волны, ранее успешно использованный при изучении почв [Болотов, 2015]. При этом, конечно, следует иметь в виду, что процессы передачи тепла в глубину в почвах и водоемах суши существенно различаются. Если в твердых средах перенос тепла осуществляется на молекулярном уровне, то в воде он происходит главным образом в результате турбулентного перемешивания за счет сдвиговой и гравита-

ционной неустойчивости. Весеннее нагревание бореальных озер до температуры наибольшей плотности происходит в условиях гомотермии. В период осеннего охлаждения также формируется квазиоднородный по температуре слой воды, увеличивающийся со временем. Это оказывает влияние на изменения скоростей роста и понижения температуры в разных слоях воды и тем самым определяет характеристики синусоид, которые описывают годовой ход изменения температуры воды в озерах. К тому же снежно-ледовый покров в холодный период года существенно изменяет потоки тепла на поверхности водоемов, и гармоническими функциями можно описывать лишь только часть годового цикла. Изложенный метод широко используется также в теплотехнических измерениях; его, в частности, относят к одному из наиболее точных для определения коэффициентов теплопроводности материалов [Пономарев и др., 2006].

В димиктических озерах полугодовые циклы температуры воды на разных горизонтах достаточно хорошо представляются усеченными гармоническими функциями, с хорошо выраженными эффектами запаздывания и уменьшения амплитуды с увеличением глубины. В этой связи мы попытались выяснить возможность применения формулы (5) для оценки коэффициентов теплопроводности, используя многолетние данные измерений температуры воды в озерах на стандартных горизонтах с интервалом 5 м. Ось z направлена вниз, начиная от нижней границы фотического слоя ($z = 0$). Расчеты проводились по разным слоям воды, соответствующим мета- и гипolimниону. Неизвестные параметры в формуле (5), в том числе коэффициенты теплопроводности, подбирались итерационным квази-ньютоновским методом нелинейного оценивания.

Результаты

Оценка фоновых эффективных коэффициентов теплопроводности воды в озерах, которые бы соответствовали среднегодовым метеорологическим условиям с июня по август, осуществлялась тремя методами с использованием расчетных соотношений (1), (4) и (5).

Формула (1) позволяет оценивать коэффициенты теплопроводности по изменению теплосодержания столба воды, но при таких оценках необходимо учитывать только изменения температуры, обусловленные теплопроводностью воды, и исключить внутренние источники (солнечная радиация),

адвекцию тепла и флуктуации температуры, связанные с внутренними волнами. Теплом, затрачиваемым на нагревание грунта с молекулярной теплопроводностью, можно пренебречь, при этом в глубоких озерах амплитуды годовых колебаний температуры на границе вода-дно относительно малы. Для олиготрофного Онежского озера глубина прозрачности по диску Секки составляет 4–5 м. В соответствии с двойным значением глубины прозрачности толщина фотической зоны не превышает 10 м. Прозрачность озер обычно уменьшается с увеличением доли поверхностного питания [Пальшин и др., 2018]. Таким образом, в озерах Каллавеси и Инари толщина фотической зоны также не может превышать 10 м. Поглощением солнечной радиации во всех озерах глубже толщины фотической зоны можно пренебречь, т. к. ниже ее на толщину воды приходится меньше 1 % интегральной облученности.

С целью исключения случайных флуктуаций температуры воды все данные измерений за многолетние периоды наблюдений усреднялись отдельно по горизонтам. При сглаживании полугодовых циклов температуры воды на горизонтах использовались полиномы шестой степени. Усредненные профили температуры воды и рассчитанные с их помощью по формуле (1) эффективные коэффициенты теплопроводности для периодов развития термической стратификации в озерах приведены на рис. 1. Потоки тепла, проходящие через единичные горизонтальные сечения площадей на фиксированных горизонтах, вычислялись за промежутки времени dt по изменениям интегральных теплосодержаний столбов воды dQ_z от z до дна.

В соответствии с расчетами по формуле (1) максимальные значения эффективных коэффициентов теплопроводности $> 3 \text{ см}^2/\text{с}$ были получены для самых ранних стадий летнего прогрева озер. На рис. 1 они не приведены, т. к. в этот период могут быть искажены наличием адвективного переноса тепла, поступающего с речным стоком (озера Инари, Каллавеси) или из мелководных районов, которые в Онежском озере весной прогреваются быстрее, чем глубоководные. С развитием термической стратификации и усилением гравитационной устойчивости водных масс во всех озерах коэффициенты теплопроводности уменьшались до $0,1\text{--}0,5 \text{ см}^2/\text{с}$ (рис. 1, б, г, е). Таким образом, установлено, что диапазоны их изменчивости в озерах составляли $0,1\text{--}10 \text{ см}^2/\text{с}$, что в среднем на два-четыре порядка выше молекулярного значения ($K_\mu \approx 1,4 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$). Наибольшие значения коэффициентов были

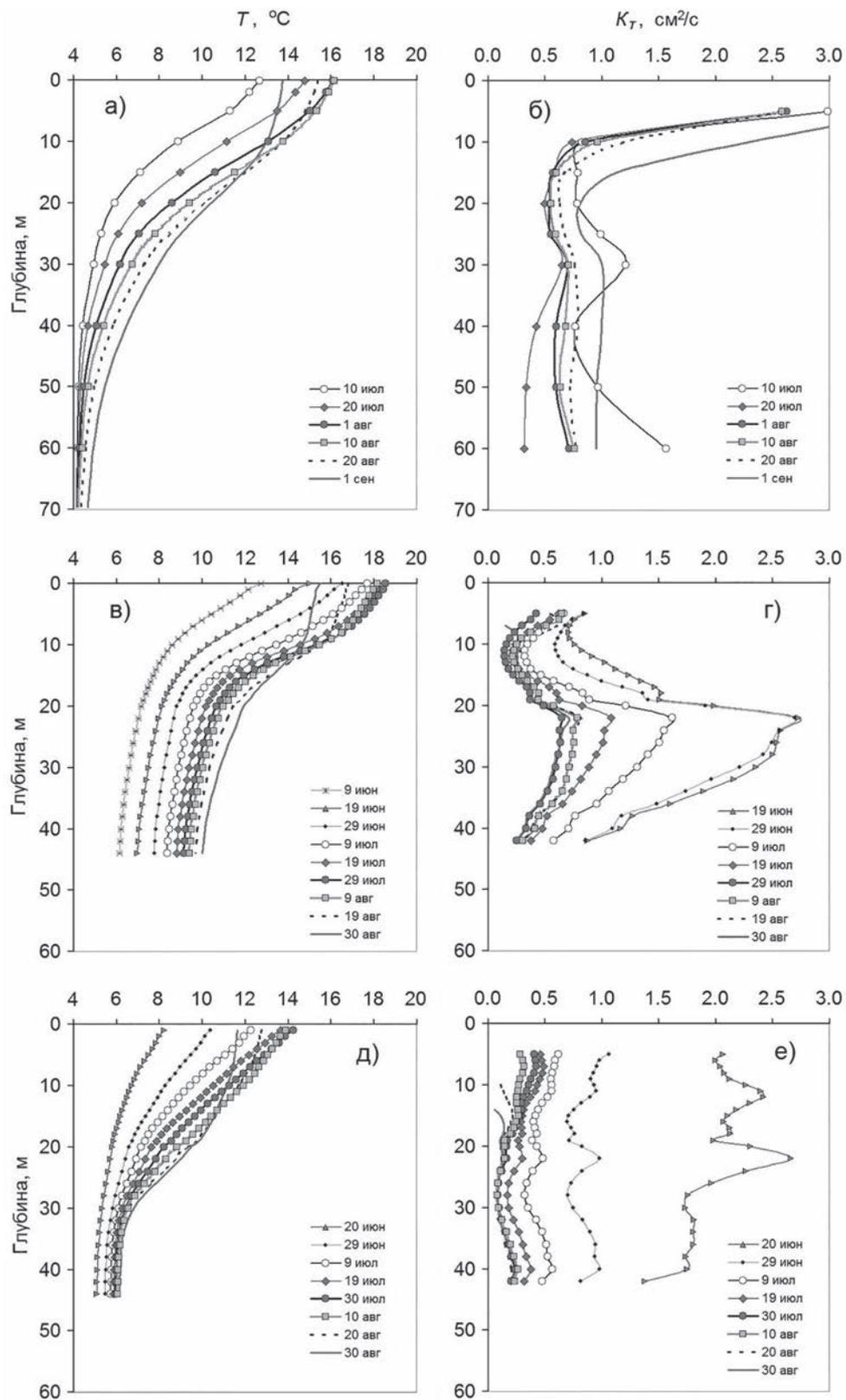


Рис. 1. Среднемноголетние профили температуры воды и рассчитанные по формуле (1) коэффициенты температуропроводности в период стратификации в озерах: Онежском (а, б), Каллавеси (в, г) и Инари (д, е)

Fig. 1. Mean multi-annual water temperature profiles and coefficients of thermal diffusivity calculated by formula (1) during the period of stratification in the lakes: Onego (a, b), Kallavesi (c, d) and Inari (e, f)

Средние коэффициенты температуропроводности, рассчитанные по формулам (5), (1), (4). Эмпирические параметры модели (5), полученные в результате аппроксимации натуральных данных (n – число измерений, R – коэффициенты корреляций)

Average thermal diffusivities calculated by formulas (5), (1), (4). The empirical parameters of model (5) obtained as a result of the field data approximation (n is the number of measurements, R is the correlation coefficients)

Метод Method	Формула (5) Formula (5)							(1)	(4)
Слой, м Depth, m	n	R	$T_0, ^\circ\text{C}$	$\bar{T}, ^\circ\text{C}$	D_{\max}^* сут.	$\bar{K}_T,$ cm^2/c	\bar{K}_T/K_μ	$\bar{K}_T,$ cm^2/c	$\bar{K}_T,$ cm^2/c
Онежское оз. (период: 20.06–20.10) Onego								20.06–10.09	25.06–10.09
10–25	905	0,80	17,0	–3,5	234	3,5	2500	2,1	1,2
30–50	484	0,68	9,3	1,4	248	5,0	3600	2,0	3,4
10–50	1389	0,83	12,4	0,3	239	3,2	2300	2,1	2,4
оз. Каллавеси (период: 20.05–20.10) Kallavesi								21.05–31.08	15.06–31.08
10–25	1075	0,81	11,2	3,8	226	1,5	1100	1,9	0,5
30–40	367	0,63	5,8	6,2	241	12,2	8700	1,9	5,0
10–40	1442	0,78	9,5	4,7	228	3,1	2200	1,9	2,3
оз. Инари (период: 05.06–20.10) Inari								10.06–31.08	20.06–31.08
10–25	1002	0,84	10,5	1,0	228	1,8	1300	1,4	1,3
30–40	359	0,61	2,4	4,8	240	5,5	3900	1,0	3,6
10–40	1361	0,84	9,0	1,9	227	2,2	1600	1,2	2,2

установлены для Онежского озера, а наименьшие – для небольшого залива в оз. Инари, что свидетельствует о меньшей интенсивности в нем вертикального турбулентного обмена. Если с ростом температуры и увеличением гравитационной устойчивости вод в этих озерах на протяжении летнего сезона наблюдалось уменьшение коэффициентов температуропроводности, то в их вертикальных распределениях существенных различий не обнаружено (рис. 1, б, е). Для оз. Каллавеси коэффициенты температуропроводности в гиполимнионе были в два-три раза выше, чем в металимнионе (рис. 1, г). Это, вероятно, связано с даунвеллингами, что характерно для крупных глубоких водоемов с удлинённой и сложной формой в плане в результате конвергенции течений и что может объяснить относительно высокую температуру его гиполимниона по сравнению с другими озерами (рис. 1, в). Фоновые значения эффективных коэффициентов температуропроводности для слоев мета- и гиполимниона, рассчитанные по (1) с использованием усредненных данных температуры воды за периоды формирования термических стратификаций в озерах, приведены в таблице.

В соответствии с формулой (3) выполнена аппроксимация усредненных за летние сезоны профилей температуры воды в озерах. Это позволило установить температуру (C_1), до которой озера прогреваются весной в условиях,

близких к гомотермии. В Онежском озере термическая стратификация устанавливается почти сразу после перехода температуры воды через температуру наибольшей плотности (4°C). В оз. Инари изотермическая циркуляция во всей водной толще наблюдается до температуры $C \approx 5,0-5,5^\circ\text{C}$, а в оз. Каллавеси термическая стратификация устанавливается в среднем лишь при температуре воды в глубинных слоях $6-8^\circ\text{C}$ (рис. 1, в). Эффективные коэффициенты температуропроводности, полученные в результате расчетов по (4), усредненные за многолетние периоды развития термических стратификаций в озерах, приведены в таблице. Виртуальные температуры в результате экстраполяции температурных кривых из гиполимниона до поверхности озер (C_1) и эмпирические параметры a не приведены, т. к. являются лишь промежуточным результатом при определении коэффициентов температуропроводности.

В формуле (5) предусмотрен сдвиг фаз между наступлением максимальных значений температуры на разных горизонтах, что позволяет оценивать их теплофизические характеристики. При нагревании/охлаждении озер в условиях однородного вертикального распределения температуры воды в соответствии с уравнением (5) $K_T \rightarrow \infty$. Поэтому для корректного описания распространения температурных волн и оценок коэффициентов температуропроводности в условиях стратификации

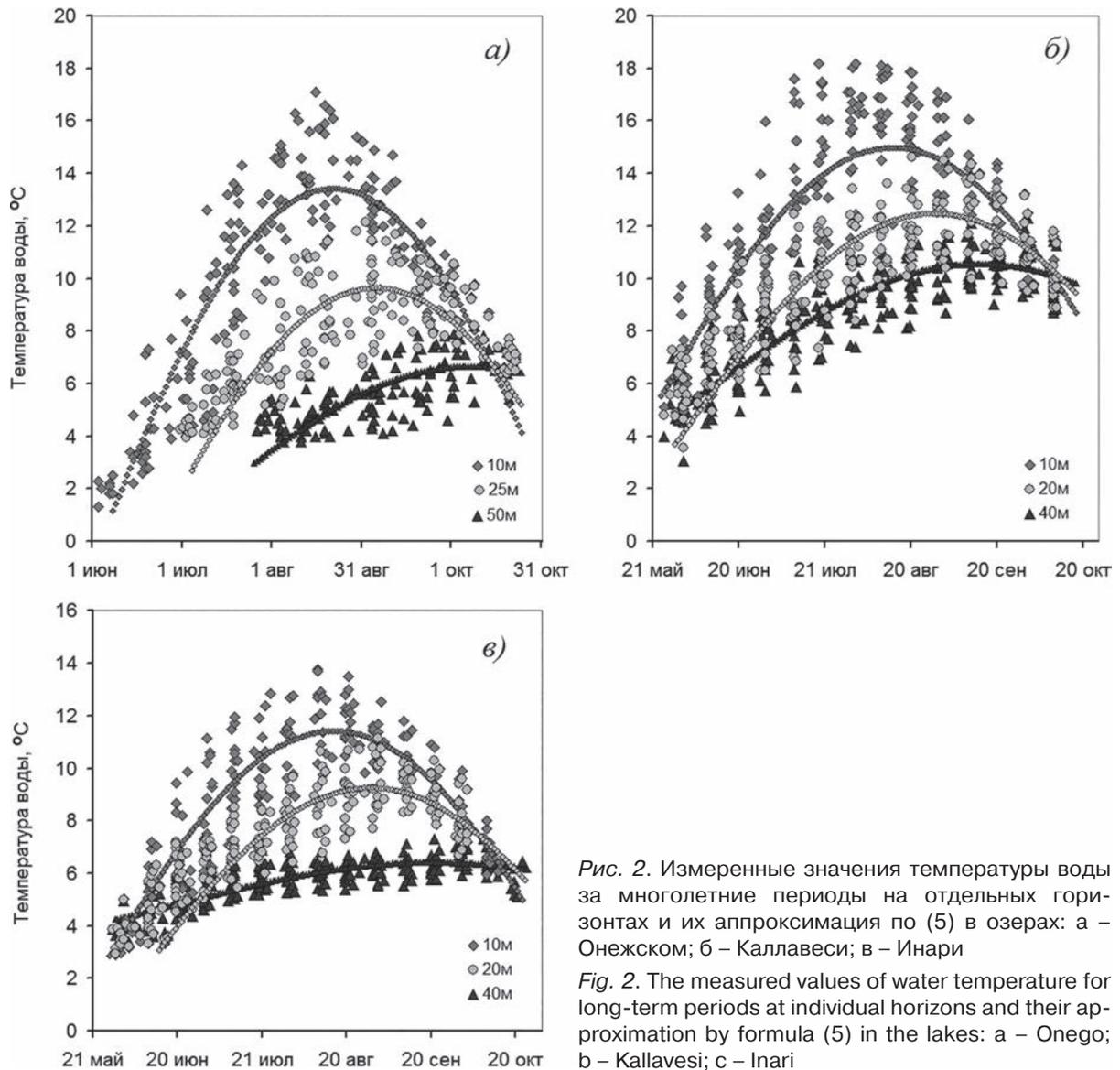


Рис. 2. Измеренные значения температуры воды за многолетние периоды на отдельных горизонтах и их аппроксимация по (5) в озерах: а – Онежском; б – Каллавеси; в – Инари

Fig. 2. The measured values of water temperature for long-term periods at individual horizons and their approximation by formula (5) in the lakes: a – Onego; б – Kallavesi; в – Inari

в водоемах мы исключили из выборок данные, относящиеся к периодам гомотермии в слоях. Верхние горизонты в озерах до 10 м в расчетах не принимались во внимание из-за наличия дополнительного источника тепла (распределенной солнечной радиации в водной толще). Также попытались учесть задержку в распространении температурных волн на глубину. Таким образом, в выборках по каждому озеру были оставлены лишь данные, включающие измерения температуры воды при наличии стратификации на различных горизонтах за периоды 60–70 суток до наступления максимальных прогревов и примерно около 30 суток после достижения максимумов на различных горизонтах. Периоды измерений около трех месяцев близко соответствуют $\frac{1}{4}$ годовых циклов температурных волн на горизонтах. Использование формулы (5) позволяет аппроксимировать на-

турные данные выборок без их предварительного усреднения с целью получения типичных среднемноголетних циклов температуры воды на разных горизонтах для условий формирования стратификации в озерах, оценить неизвестные характеристики: K_T – фоновые коэффициенты теплопроводности, D_{\max} – даты максимальных температур воды на горизонтах, а также виртуальные параметры – амплитуды (T_0) и условные средние значения температуры воды (\bar{T}) для полных годовых циклов (за 12 месяцев). Для наглядности на рис. 2 приведены измеренные данные температуры воды на разных горизонтах и усредненные за многолетние периоды кривые, рассчитанные по формуле (5) с учетом установленных параметров (табл.) в результате аппроксимации данных итерационным квази-ньютоновским методом нелинейного оценивания.

Существенным преимуществом данного метода является то, что он позволяет оценивать неизвестные параметры на основании большого количества измерений за продолжительный промежуток времени без их предварительного усреднения (в отличие от двух предыдущих методов), используя при этом одновременно данные нескольких горизонтов. Так, для выделенных слоев металимнионов в озерах использовались данные с горизонтов 10, 15, 20 и 25 м. Для гипolimнионов в озерах Каллавеси, Инари использовались данные с горизонтов 30, 35, 40 м, а для Онежского озера в выборку были дополнительно включены данные с горизонтов 45 и 50 м. Усредненные фоновые коэффициенты температуропроводности были рассчитаны также в целом для водных столбов от 10 до 40–50 м. Оценки установленных параметров для распространения температурных волн в глубину по модели (5) приведены в таблице, где для сравнения также показаны усредненные значения коэффициентов температуропроводности, рассчитанные по формулам (1) и (4) за схожие периоды стратификации.

Эффективные коэффициенты температуропроводности, оцененные разными методами, имеют значения одного порядка (табл.), но при этом в результате расчетов по формуле (5) получены более высокие значения. Это можно объяснить тем, что при оценках по формуле (5) использовались данные за более продолжительные промежутки времени, включающие самые ранние стадии летнего прогрева (начиная от перехода температуры воды через 4 °С) и более поздние сроки, чем при других оценках. На рис. 1 видно, что коэффициенты температуропроводности, существенно превышающие 1 см²/с, характерны для ранних стадий летнего прогрева. С развитием стратификации во второй половине июля и августе они становятся меньше 1 см²/с. Если бы мы при их оценках по формуле (5) использовали данные за короткие промежутки времени (например, около 30 суток в период максимального прогрева), то, вероятно, получили бы более низкие значения коэффициентов, соответствующие другим методам. Однако в этом случае снижалась бы определенность коэффициентов температуропроводности от фазового сдвига максимумов ($\cos(\omega t - \sqrt{(\omega/2K_T^2)z})$) при распространении температурных волн.

Обсуждение

Оценки эффективных коэффициентов температуропроводности (10⁻¹–10 см²/с), получен-

ные на основании расчетов по формулам (1), (4) и (5), согласуются с изменчивостью вертикальных коэффициентов турбулентной диффузии (K_V от 10⁻² до 10² см²/с), установленных в результате прямых инструментальных измерений мелкомасштабной турбулентности [Wüest, Lorke, 2003] при разных условиях стратификации в озерах (N^2 от 10⁻¹⁰ до 10⁻¹ с⁻²). При этом скорость диссипации ε кинетической энергии в данной работе изменялась в среднем на два порядка от ~ 10⁻⁸ до ~ 10⁻¹⁰ Вт/кг. Для выбранных нами периодов формирования стратификации в озерах Онежском, Каллавеси и Инари диапазоны изменчивости квадратов частоты Брента – Вайсяля составляли от 10⁻⁸ до 10⁻³ с⁻². Наименьшая гравитационная устойчивость в водной толще озер наблюдалась в течение первых 10–20 суток после перехода температуры воды через 4 °С. Этому периоду также соответствуют максимальные значения коэффициентов температуропроводности 1–10 см²/с.

В работе [Wüest, Lorke, 2003] водная толща озер разделена на три блока: поверхностный пограничный слой (подверженный интенсивному влиянию ветровых волн, в котором расходуется около 90 % энергии ветра), основная часть стратифицированной глубокой воды и придонный пограничный слой, характеристики турбулентности в которых заметно отличаются. Большая часть механической энергии ветра, проникающей под поверхностный пограничный слой, содержится в возмущениях бароклинного масштаба сейш, волн Кельвина или инерционных течений. Около 3 % потока энергии ветра из атмосферы попадает в мета- и гипolimнион, что позволяет приблизительно оценить содержание механической энергии, расходуемой на перемешивание в основной толще глубокого озера. Турбулентное перемешивание внутри озер происходит в основном спорадическими и локализованными сдвиговыми неустойчивостями типа Кельвина – Гельмгольца. При этом преобразование крупномасштабных движений в мелкомасштабную турбулентность происходит в основном в придонном слое, а не в водной толще, где локальный сдвиг скоростей течений остается слабым. Поэтому, вероятно, в оз. Каллавеси, которое имеет более сложную морфометрию по сравнению с другими озерами, наблюдаются повышенная температура воды в гипolimнионе и сравнительно большие коэффициенты температуропроводности по сравнению с металимнионом, где турбулентность может подавляться стратификацией, а дополнительный перенос тепла в гипolimнион возможен за счет даунвеллингов, что характерно для крупных удлинённых водоемов

со сложной формой в плане. Таким образом, скорости преобразования механической энергии и механизмы ее трансформации имеют решающее значение для развития стратификации и перемешивания в озерах.

Заключение

Получены оценки эффективных коэффициентов температуропроводности для периода формирования устойчивой термической стратификации в трех димиктических озерах при метеорологических условиях, которые обычно наблюдаются в июне–августе и которые можно использовать в качестве фоновых значений для моделирования и верификации моделей. Озера различаются по своим морфометрическим характеристикам и условиям формирования в них термических стратификаций. Турбулентный перенос тепла в озерах на два–четыре порядка превышает молекулярную величину температуропроводности воды. Вертикальные распределения K_T слабо зависят от частоты Брента – Вайсяля, т. е. изменений устойчивости по вертикали. Однако наибольшие значения коэффициентов турбулентной диффузии тепла $> 1 \text{ см}^2/\text{с}$ наблюдаются в течение первых двух–четырех недель после перехода температуры воды через 4°C (при температуре поверхности озер до $10\text{--}12^\circ\text{C}$). По мере возрастания плотностной устойчивости в металимнионе в период нагревания воды в озерах происходит общее уменьшение величин K_T . Повышенная турбулентность на ранней стадии летнего прогрева озер, вероятно, играет важную роль для поддержания тяжелых клеток фитопланктона в водной толще.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН).

Литература

Бабич В. М., Капилевич М. Б., Михлин С. Г., Натансон Г. И., Риз П. М., Слободский Л. Н., Смирнов М. М. Линейные уравнения математической физики. М.: Наука, 1964. 368 с.

Болотов А. Г. Метод определения температуропроводности почвы // Вестн. Алт. гос. агр. ун-та. 2015. Т. 7, № 129. С. 74–79.

Крейман К. Д., Голосов С. Д., Сквородова Е. П. Влияние турбулентного перемешивания на фитопланктон // Вод. ресурсы. 1992. Т. 19, № 3. С. 92–97.

Пальшин Н. И., Ефремова Т. В., Здоровеннова Г. Э., Здоровеннов Р. Э. Показатель ослабления облученности в озерах Карелии // Изв.

РГО. 2018. Т. 150, вып. 6. С. 58–72. doi: 10.7868/S0869607118060051

Пономарев С. В., Мищенко С. В., Дивин А. Г. Теоретические и практические аспекты теплофизических измерений: В 2 кн. Тамбов: Изд-во Тамб. гос. техн. ун-та, 2006. Кн. 1. 204 с.

Тихонов А. Н., Самарский А. А. Уравнения математической физики. Учебное пособие для вузов. М.: Наука, 1977. 735 с.

Хатчинсон Д. Лимнология. Географические, физические и химические характеристики озер / Пер. с англ. М.: Прогресс, 1969. 592 с.

Хомскис В. Динамика и термика малых озер. Вильнюс: Минтис, 1969. 204 с.

Gibson C. H., Thomas W. H. Effects of turbulence intermittency on growth inhibition of a red tide dinoflagellate, *Gonyaulax polyedra* Stein // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, no. 12. P. 24841–24846. doi: 10.1029/95JC02256

Haren H. Turbulent convection and high frequency internal wave details in 1 m shallow waters // Limnol. Oceanogr. 2019. Vol. 64. P. 1323–1332. doi: 10.1002/lno.11118

Kuusisto E. Suomen Vestöjen Lämpötilat Kaudella 1961–1975. Water temperature of lakes and rivers in Finland in the period 1961–1975. Vesihallitus – National board of waters, Finland, Helsinki, 1981. 40 p.

Mashayek A., Salehipour H., Bouffard D., Caulfield C. P., Ferrari R., Nikurashin M., Peltier W. R., Smyth W. D. Efficiency of turbulent mixing in the abyssal ocean circulation // Geophys. Res. Lett. 2017. Vol. 44. P. 6296–6306. doi: 10.1002/2016GL072452

Osborn T. R. Estimates of the local rates of vertical diffusion from dissipation measurements // J. Phys. Oceanogr. 1980. Vol. 10. P. 83–89. doi: 10.1175/1520-0485(1980)010<0083: EOTLRO>2.0.CO;2

Osborn T. R., Cox C. S. Oceanic fine structure // Geophys. Fluid Dyn. 1972. Vol. 3. P. 321–345.

Peeters F., Kerimoglu O., Straile D. Implications of seasonal mixing for phytoplankton production and bloom development // Theor. Ecol. 2013. Vol. 6. P. 115–129. doi: 10.1007/s12080-012-0164-2

Reynolds C. S. The ecology of phytoplankton. New York: Cambridge Univ. Press, 2006. 535 p.

Salehipour H., Peltier W. R. Diapycnal diffusivity, turbulent Prandtl number and mixing efficiency in Boussinesq stratified turbulence // J. Fluid Mech. 2015. Vol. 775. P. 464–500. doi: 10.1017/jfm.2015.305

Thomas W. H., Gibson C. H. Quantified small-scale turbulence inhibits a red tide dinoflagellate, *Gonyaulax polyedra* Stein // Deep Sea Res. 1990. Part A. Vol. 37, no. 10. P. 1583–1593.

Winder M., Sommer U. Phytoplankton response to a changing climate // Hydrobiologia. 2012. Vol. 698. P. 5–16. doi: 10.1007/s10750-012-1149-2

Wüest A., Lorke A. Small-scale hydrodynamics in lakes // Annu. Rev. Fluid Mech. 2003. Vol. 35. P. 373–412. doi: 10.1146/annurev.fluid.35.101101.161220

Yang Y., Colom W., Pierson D., Pettersson K. Water column stability and summer phytoplankton dynamics in a temperate lake (Lake Erken, Sweden) // Inland Waters. 2016. Vol. 6. P. 499–508. doi: 10.1080/IW-6.4.874

Поступила в редакцию 22.05.2019

References

Babich V. M., Kapilevich M. B., Mikhlin S. G., Natan-son G. I., Reese P. M., Slobodskii L. N., Smirnov M. M. Lineinye uravneniya matematicheskoi fiziki [Linear equations of mathematical physics]. Moscow: Nauka, 1964. 368 p.

Bolotov A. G. Metod opredeleniya temperaturoprovodnosti pochvy [Soil thermal diffusivity determination method]. *Vestn. Alt. gos. agr. un-ta* [Bull. Alt. St. Agr. Univ.]. 2015. Vol. 7, no. 129. P. 74–79.

Chomskis V. Dinamika i termika malykh ozer [Dynamics and thermals of small lakes]. Vilnius: Minthis, 1969. 204 p.

Hutchinson G. E. A treatise on limnology. Geography, physics, and chemistry. London, 1957. 592 p.

Kreiman K. D., Golosov S. D., Skovorodova E. P. Vliyaniye turbulentnogo peremeshivaniya na fitoplankton [Effect of turbulent mixing on phytoplankton]. *Vod. resour-sources* [Water Res.]. 1992. Vol. 19, no. 3. P. 92–97.

Pal'shin N. I., Efremova T. V., Zdorovennova G. E., Zdorovennov R. E. Pokazatel' oslableniya obluchennosti v ozerakh Karelii [Irradiance attenuation index in lakes of Karelia]. *Izv. RGO* [The RGS Herald]. 2018. Vol. 150, no. 6. P. 58–72. doi: 10.7868/S0869607118060051

Ponomarev S. V., Mishchenko S. V., Divin A. G. Teoreticheskie i prakticheskie aspekty teplofizicheskikh izmerenii: V 2 kn. [Theoretical and practical aspects of thermophysical measurements (in 2 vol.)]. Tambov: Tamb. gos. tekhn. un-t, 2006. B. 1. 204 p.

Tikhonov A. N., Samarskii A. A. Uravneniya matematicheskoi fiziki. Ucheb. posobie dlya vuzov [Equations of mathematical physics: a university textbook]. Moscow: Nauka, 1977. 735 p.

Gibson C. H., Thomas W. H. Effects of turbulence intermittency on growth inhibition of a red tide dinoflagellate, *Gonyaulax polyedra* Stein. *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100, no. 12. P. 24841–24846. doi: 10.1029/95JC02256

Haren H. Turbulent convection and high frequency internal wave details in 1 m shallow waters. *Limnol. Oceanogr.* 2019. Vol. 64. P. 1323–1332. doi: 10.1002/lno.11118

Kuusisto E. Suomen Vestöjen Lämpötilat Kaudella 1961–1975 [Water temperature of lakes and rivers in Finland in the period 1961–1975]. Vesihallitus – National board of waters, Finland, Helsinki, 1981. 40 p.

Mashayek A., Salehipour H., Bouffard D., Caulfield C. P., Ferrari R., Nikurashin M., Peltier W. R., Smyth W. D. Efficiency of turbulent mixing in the abyssal ocean circulation *Geophys. Res. Lett.* 2017. Vol. 44. P. 6296–6306. doi: 10.1002/2016GL072452

Osborn T. R. Estimates of the local rates of vertical diffusion from dissipation measurements *J. Phys. Oceanogr.* 1980. Vol. 10. P. 83–89. doi: 10.1175/1520-0485(1980)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2

Osborn T. R., Cox C. S. Oceanic fine structure *Geophys. Fluid Dyn.* 1972. Vol. 3. P. 321–345.

Peeters F., Kerimoglu O., Straile D. Implications of seasonal mixing for phytoplankton production and bloom development. *Theor. Ecol.* 2013. Vol. 6. P. 115–129. doi: 10.1007/s12080-012-0164-2

Reynolds C. S. The ecology of phytoplankton. New York: Cambridge Univ. Press, 2006. 535 p.

Salehipour H., Peltier W. R. Diapycnal diffusivity, turbulent Prandtl number and mixing efficiency in Boussinesq stratified turbulence. *J. Fluid Mech.* 2015. Vol. 775. P. 464–500. doi: 10.1017/jfm.2015.305

Thomas W. H., Gibson C. H. Quantified small-scale turbulence inhibits a red tide dinoflagellate, *Gonyaulax polyedra* Stein *Deep Sea Res.* 1990. Part A. Vol. 37, no. 10. P. 1583–1593.

Winder M., Sommer U. Phytoplankton response to a changing climate. *Hydrobiologia.* 2012. Vol. 698. P. 5–16. doi: 10.1007/s10750-012-1149-2

Wüest A., Lorke A. Small-scale hydrodynamics in lakes. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 2003. Vol. 35. P. 373–412. doi: 10.1146/annurev.fluid.35.101101.161220

Yang Y., Colom W., Pierson D., Pettersson K. Water column stability and summer phytoplankton dynamics in a temperate lake (Lake Erken, Sweden). *Inland Waters.* 2016. Vol. 6. P. 499–508. doi: 10.1080/IW-6.4.874

Received May 22, 2019

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Пальшин Николай Иннокентьевич

старший научный сотрудник лаб. гидрофизики, к. г. н.
Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
пр. А. Невского, 50, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185030
эл. почта: npalshin@mail.ru

Богданов Сергей Рэмович

ведущий научный сотрудник лаб. гидрофизики
Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
пр. А. Невского, 50, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185030
эл. почта: sergey.r.bogdanov@mail.ru

CONTRIBUTORS:

Palshin, Nikolai

Northern Water Problems Institute,
Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences
50 Al. Nevsky St., 185030 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: npalshin@mail.ru

Bogdanov, Sergey

Northern Water Problems Institute,
Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences
50 Al. Nevsky St., 185030 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: sergey.r.bogdanov@mail.ru

Ефремова Татьяна Владимировна

старший научный сотрудник лаб. гидрофизики, к. г. н.
Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
пр. А. Невского, 50, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185030
эл. почта: efremova@nwpi.krc.karelia.ru

Кузина Анастасия Олеговна

Петрозаводский государственный университет
пр. Ленина, 33, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: a.o.kuzina@yandex.ru

Efremova, Tatyana

Northern Water Problems Institute,
Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences
50 Al. Nevsky St., 185030 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: efremova@nwpi.krc.karelia.ru

Kuzina, Anastasia

Petrozavodsk State University
33 Lenin St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: a.o.kuzina@yandex.ru