

УДК 556.556.2/.556.5

ГЕОСТРОФИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ В МАЛОМ ОЗЕРЕ ПОДО ЛЬДОМ**Пальшин Н.И., Здорovenнова Г.Э., Богданов С.Р., Волков С.Ю., Гавриленко Г.Г.,
Ефремова Т.В., Здорovenнов Р.Э., Терзевик А.Ю.***ФГБУН «Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН», Петрозаводск,
e-mail: npalshin@mail.ru*

Приведены результаты измерений и расчетов средних течений в покрытом льдом малом бореальном озере. Прогрессивно-векторные диаграммы течений показали, что, наряду с колебаниями их скоростей в результате атмосферного воздействия (сейши, внутренние волны, флуктуации течений при усилении ветровой нагрузки на лед), имел место достаточно устойчивый по направлению и во времени усредненный перенос воды. Оценки радиуса и числа Россби свидетельствовали, что эффекты вращения Земли должны были влиять на перенос воды в малом озере. Масштабный анализ уравнений движений показал, что члены локального ускорения, диффузии и адвекции в основной толще озера на два порядка меньше, чем вклад силы Кориолиса и горизонтального градиента давления. Таким образом, средние течения носили геострофический характер, и для их расчета использовался динамический метод, модифицированный для мелких озер (суммарный расход воды через поперечное сечение слабопроточного озера, горизонтальные градиенты давления и скорости течения вблизи дна приравнивались к нулю). В результате расчетов установлено формирование антициклонического круговорота, который охватывал почти все озеро и был устойчив на протяжении всей зимы. Движения воды в озере порождались боковыми градиентами температуры воды, создаваемыми выделением тепла донными осадками. Через три недели после установления ледового покрова максимальные скорости течений наблюдались на верхних горизонтах и достигали 6–8 мм/с. С уменьшением потоков тепла из донных отложений во второй половине зимы (февраль – март) скорости течений уменьшались почти в три раза и составляли 2–3 мм/с. Сравнение результатов расчетов с измеренными данными показало хорошее соответствие между ними.

Ключевые слова: бореальное озеро, ледовый покров, течения, геострофическая циркуляция, потоки тепла**GEOSTROPHIC CURRENTS IN THE SMALL ICE-COVERED LAKE****Palshin N.I., Zdorovennova G.E., Bogdanov S.R., Volkov S.Yu., Gavrilenko G.G.,
Efremova T.V., Zdorovennov R.E., Terzhevik A.Yu.***Northern Water Problems Institute Karelian Research Centre Russian Academy of Sciences,
Petrozavodsk, e-mail: npalshin@mail.ru*

The results of measurements and calculations of mean currents in an ice-covered small boreal lake are presented. Progressive-vector diagrams showed that, along with the current fluctuation and intensification due to atmospheric force (seiches, internal waves), there was a fairly steady in time and space average water transfer. Estimates of the Rossby radius and the Rossby number have shown that the rotation of the Earth can influence the transfer of water in the lake. The scale analysis of the terms of the Navier-Stokes equations of motion showed that the contribution of the local acceleration, diffusion, and advection is two orders of magnitude smaller than the contribution of the Coriolis force and the horizontal pressure gradient. Thus, it was shown that the average currents were geostrophic. A dynamic method, modified for small lakes, was used to calculate currents. It was assumed that the total water flows through the cross-section of the lake, the horizontal pressure gradients and the current velocities near the bottom were equated to zero. As a result of calculations, it was established that the anticyclonic circulation was formed in the lake in winter; this circulation covered almost the entire lake and was stable throughout the winter. Presumably, currents in the lake were generated by lateral gradients of water temperature, created by the release of heat by bottom sediments. Maximum velocities were observed in the surface layer of the lake and reached 6–8 mm per second three weeks after the start of ice period. With the depletion of the heat reserve in the bottom sediments, the current velocities decreased almost threefold and amounted to 2–3 mm per second in the second half of winter (February-March). Comparison of the results of calculations with the measured data showed good agreement.

Keywords: boreal lake, ice cover, currents, geostrophic circulation, heat flux

Движения воды в небольших слабопроточных озерах, покрытых льдом, в связи с малыми скоростями течений (обычно меньше 1 см/с) и отсутствием приборов с высоким разрешением, до конца прошлого столетия исследовались крайне поверхностно. При измерениях течений использовались трассеры [1] или уникальные приборы [2, 3]. Несмотря на малые скорости течений, динамические процессы играют важную роль в экосистемах покрытых

льдом озер, определяя перенос и перераспределение растворенных и взвешенных веществ [4], в том числе удерживая наиболее легкие клетки фитопланктона в водной толще до начала весеннего конвективного перемешивания. Как показано в работах [1, 3–9], механизмы, приводящие в движение воду под ледяным покровом, разнообразны, и в результате действия этих механизмов в озерах формируется сложная структура течений. При моделировании скоростей те-

чений подо льдом приходится использовать сложные трехмерные модели с большим количеством переменных даже для малого озера [10].

Цель исследования – оценить возможность применения простого градиентного (динамического) метода для расчета геострофической циркуляции в малом озере подо льдом по результатам пространственных съемок температуры и электропроводности воды.

Материалы и методы исследования

В работе использованы данные гидрофизических измерений на оз. Вендюрском (62,5° с.ш., площадь озера 10,4 км², средняя и максимальная глубины 5,3 и 13 м, период условного водообмена около 2,5 лет). В зимний сезон 1998–1999 гг. были выполнены пространственные съемки температуры и электропроводности воды на 40 станциях четырех разрезов (расстояние между станциями на разрезах 100–200 м, дискретность измерений по глубине около 5 см) (рис. 1). При измерениях использовались приборы с разрешением по температуре воды 0,003 °С и электропроводности 0,1 мкСм/см, разработанные в ИВПС КарНЦ РАН А.М. Глинским [2, 3].

Теоретическое обоснование геострофической циркуляции дано в соответствии с работой [7]. Эффекты вращения Земли должны оказывать влияние на течения в ма-

лом озере, если ширина озера превышает радиус деформации Россби (R_{rad}), а число Россби $Ro \ll 1$ [7]:

$$R_{rad} = \frac{c}{f}, \quad (1)$$

$$Ro = \frac{u}{Lf}, \quad (2)$$

где $c^2 \approx \frac{N^2 H^2}{n^2 \pi^2}$ – скорость распространения волны, $N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$ – частота Брента –

Вяйсяля, f – параметр Кориолиса, n – номер бароклинной моды, H – глубина озера, ρ_0 – средняя плотность воды, g – гравитационное ускорение, $\partial \rho / \partial z$ – разность плотностей на интервале глубин ∂z , u и L – характерные масштабы скорости течения и длины озера.

Масштабный анализ членов уравнений движений с использованием типичных значений характеристик для малого озера, а также максимальных оценок горизонтальной (10^{-2} м²/с) и вертикальной (10^{-4} м²/с) турбулентной вязкости [1] показал, что вклад членов локального ускорения, диффузии и адвекции на два порядка меньше, чем вклад силы Кориолиса и горизонтального градиента давления [2]. Это дало основание полагать, что поле течений подо льдом в толще малого озера находится в геострофическом балансе сил.

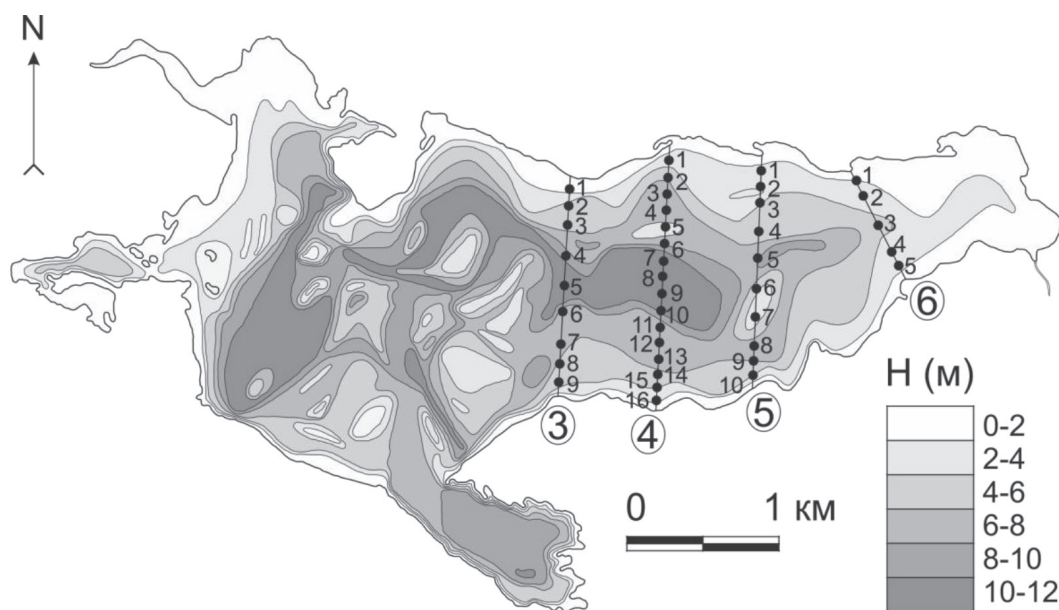


Рис. 1. Схема станций в зимний сезон 1998–1999 гг. и батиметрия оз. Вендюрского

Компоненты скорости течения, направленные поперек разрезов, рассчитывались нами динамическим методом:

$$P_{x,y,z} = \int_{z_{\max}}^z \rho g dz, \quad (3)$$

$$u_{x,y,z} = -\frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial P_{x,y,z}}{\partial y} + C, \quad (4)$$

где z – глубина, для которой оценивалась компонента скорости течения ($u_{x,y,z}$) поперек разреза между станциями, расположенными на расстоянии друг от друга ∂y , C – поправка для определения абсолютных скоростей из относительных значений. Уравнения (2) и (4) справедливы вне пограничных слоев Экмана, толщина которых находится по формуле

$$\delta_{Ek} = \left(\frac{A_z}{f/2} \right)^{1/2}, \quad (5)$$

где A_z – вертикальная вихревая вязкость. Подставив в уравнения (1–2) типичные значения характеристик оз. Вендюрского (u , N^2 , H и L), были получены оценки радиуса деформации Россби $R_{rad} \approx 200$ м и числа Россби $Ro \approx 10^{-2}$, которые существенно меньше ширины озера и единицы, соответственно. Оценки толщины пограничных слоев, в которых следует учитывать трение на твердых границах вода – лед и вода – дно, с использованием уравнения (5) и максимального значения $A_z \approx 10^{-4}$ м²/с [1] можно считать наибольшими, $\delta_{Ek(max)} \approx 0,7$ м. Аналогичные значения приведенных характеристик были получены ранее для глубоких финских озер Килписъярви и Пяйярви [5, 7].

Для получения горизонтальных градиентов давления между станциями одного разреза $\partial P_{x,y,z} / \partial y$ интегрирование давления до стандартных горизонтов происходило снизу вверх, начиная от дна станции с максимальной глубиной. Для самого нижнего горизонта вблизи дна (выше придонного пограничного слоя) станций принималось давление на соответствующем горизонте ближайшей соседней более глубокой станции. Отсутствие горизонтального градиента давления на этом горизонте между станциями соответствует скорости течения равной нулю. Это допущение было оправдано измеренными малыми скоростями остаточных течений в придонном слое [3]. Интегрирование давления происходило с учетом всех измерений температуры и электропроводности воды с дискретностью по вертикали около 5 см. Плотность рассчитывалась по уравнению состояния для пресной воды,

а количество растворенных солей по эмпирической формуле [11]. Для получения абсолютных компонент скоростей течения поперек разреза из относительных значений использовалось условие, что расход воды через поперечное сечение в слабопроточном озере равен нулю.

Результаты исследования и их обсуждение

Рассчитанные динамическим методом скорости течений на трех разрезах по данным пространственных съемок температуры и электропроводности воды в зимний сезон 1998–1999 г. приведены на рис. 2. Разрезы направлены почти поперек озера с севера на юг, поэтому на рисунке отрицательные значения соответствуют направлению на запад, а положительные – на восток. Результаты расчетов течений свидетельствуют, что в озере формируется антициклоническая циркуляция, охватывающая его восточную часть. В соответствии с результатами расчетов максимальные скорости течений в верхнем слое 2–3 м уже через три недели после образования ледового покрова достигают 5–7 мм/с. В феврале максимальные скорости течения уменьшаются до 2–3 мм/с. Снижение интенсивности циркуляции почти в три раза в течение зимы можно объяснить таким же пропорциональным изменением потока тепла из донных отложений в воду [12]. Восточная часть оз. Вендюрского характеризуется относительно спокойным рельефом дна в отличие от западной его части (рис. 1). Накопление в отдельных углублениях теплых более минерализованных вод, стекающих вдоль склонов, может приводить не только к локальным изменениям плотностной стратификации, но и уровня воды, а также образованию вторичных ячеек циркуляции (см., например, обособленная котловина у северного берега на рис. 2, 20 февраля, разрез 4).

Для оценки достоверности расчетов на рис. 3 приведены измеренные зимой 2002 г. скорости течений [2]. В этот год были выполнены наиболее подробные измерения средних течений на восьми станциях четвертого разреза.

Картина измеренных течений в плане и по абсолютным значениям близко соответствует результатам расчетов, несмотря на то, что расчеты и измерения относятся к разным зимним сезонам. Это лишнее свидетельство о ежегодном формировании в озере в зимний период устойчивой антициклонической циркуляции.

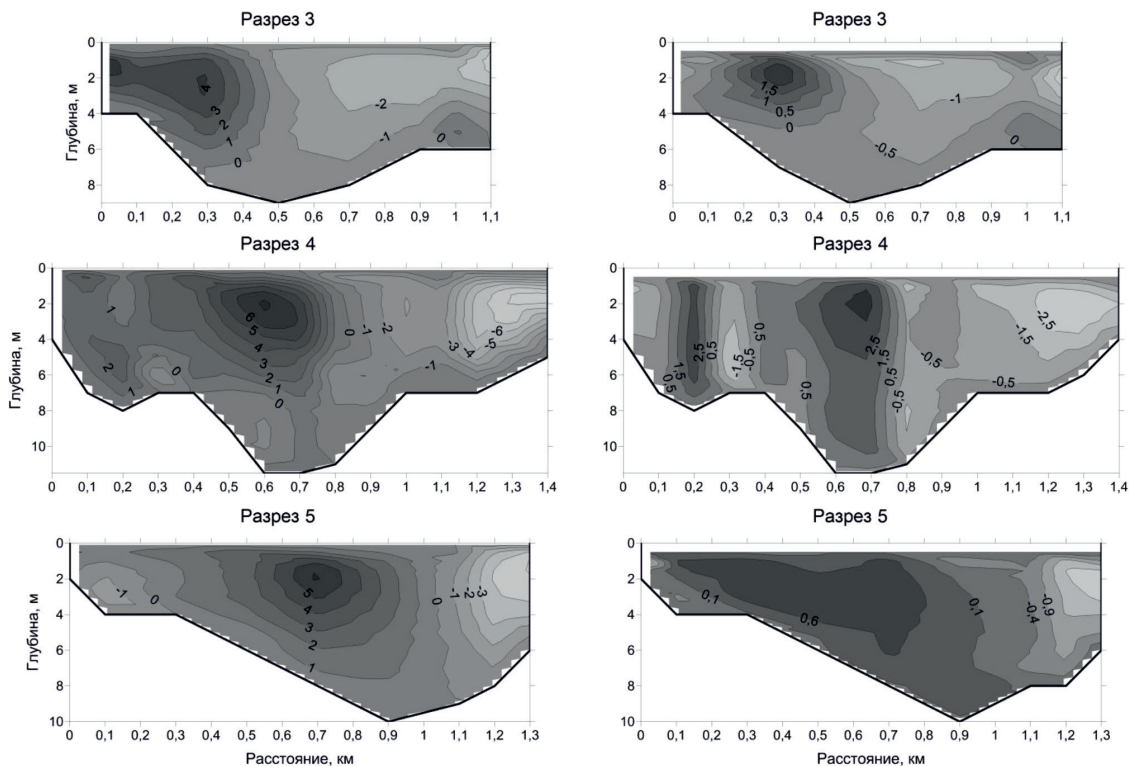


Рис. 2. Рассчитанные скорости течения (мм/с) по результатам измерений температуры и электропроводности воды 5–6 декабря 1998 г. (слева) и 19–20 февраля 1999 г. (справа)

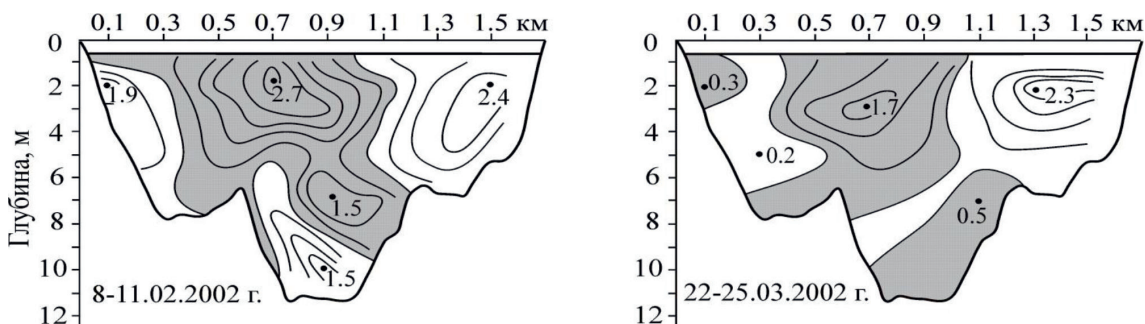


Рис. 3. Измеренные скорости течения (мм/с) на четвертом разрезе, светлые области – течение направлено на запад, закрашенные – течение направлено на восток [2]

Изучение подледной гидродинамики оз. Вендюрского проводилось ранее с использованием высокочувствительных приборов, разработанных в ИВПС КарНЦ РАН А.М. Глинским [6, 11]. По длительным рядам измерений скоростей течений были построены прогрессивно-векторные диаграммы, свидетельствовавшие, что в озере наблюдается относительно устойчивый усредненный перенос воды,

обусловленный горизонтальными градиентами плотности в результате выделения тепла донными отложениями [3]. Для оценки усредненного переноса необходимо было проводить непрерывные измерения с продолжительностью превышающей период продольной баротропной сейши (27 мин). Единичные измерения не позволяли описать пространственную структуру течений, но было установлено, что макси-

мальные скорости наблюдались в начале зимнего сезона на верхних горизонтах и достигали 5–6 мм/с. Во второй половине зимы (февраль – март) они снижались до 2–3 мм/с, а также уменьшались с глубиной, составляя в придонном пограничном слое десятые доли миллиметров в секунду. Вдоль южного берега на центральном поперечном разрезе течения были почти всегда направлены на запад, а в центре озера и у северного берега – преимущественно на восток.

Представления о циркуляции в озере были бы неполными, если бы мы не упомянули о вертикальных движениях воды, важных для поддержания в водной толще клеток фитопланктона. О наличии дивергенции течений в озере свидетельствовали пространственные распределения температуры и электропроводности воды в период образования льда [2]. В районе максимальных глубин увеличение минерализации в результате вымораживания солей наблюдалось в верхнем слое (до 1–1,5 м) и составляло лишь 40% от того количества, которое должно было быть при образовании льда. На периферии озера увеличение минерализации достигало 160–180% и распространялось до глубины 5 м. Если распределение электропроводности воды отражало опускание воды в прибрежной зоне, то относительно высокие значения температуры воды подо льдом в центре озера указывали, что здесь имеет место подъем воды.

Заключение

Установлено, что в малом мелком озере после образования ледового покрова формируется доминирующая антициклоническая циркуляция, интенсивность которой, так же как и поток тепла из донных отложений в воду, постепенно снижаются в течение зимы примерно в три раза. Максимальные скорости на верхних горизонтах (около двух метров) в начале зимы достигают 5–7 мм/с, во второй половине зимы снижаются до 2–3 мм/с. На общую циркуляцию в озере оказывает влияние топография, так, например, отдельные углубления дна могут приводить к образованию вторичных ячеек циркуляции.

Для построения общей картины средней циркуляции в озере необходимы данные измерений течений с высоким разрешением по пространству. Дорогостоящими автономными измерителями течений невозможно покрыть все озеро. Зондирова-

ния скоростей течений в разных точках озера достаточно трудоемки, так как в этих случаях следует проводить непрерывные измерения продолжительностью больше периодов преобладающих колебаний. При расчетах течений на сложных трехмерных моделях необходимо учитывать большое количество факторов и изменчивость во времени потоков тепла на границах с донными отложениями и льдом. Использование же простого динамического метода позволяет получить надежные данные по течениям в озере, покрытом льдом, с существенно меньшими затратами времени и материальных средств.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00436_a).

Список литературы

1. Bengtsson L. Dispersion in ice-covered lakes // *Nordic Hydrol.* – 1986. – Vol. 17. – P. 151–170.
2. Динамика вод в малом озере в период ледостава / П.М. Бояринов [и др.] // В кн.: Гидроэкологические проблемы Карелии и использование водных ресурсов. Ред. Н.Н. Филатов и др. – Петрозаводск, 2003. – С. 24–32.
3. Движения воды в мелководном озере, покрытом льдом / М.П. Петров [и др.] // *Водные ресурсы.* – 2007. – Т. 34, № 2. – С. 131–140.
4. Kirillin G., Lepparanta M., Terzhevik A. et al. Physics of seasonally ice-covered lakes: a review // *Aquat. Sci.* – 2012. – Т. 74, № 4. – P. 659–682.
5. Kirillin G.B., Forrest A.L., Graves K.E. et al. Axisymmetric circulation driven by marginal heating in ice-covered lakes // *Geophys. Res. Lett.* – 2015. – Vol. 42. – P. 2893–2900.
6. Malm J., Bengtsson L., Terzhevik A., et al. Field study on currents in a shallow ice-covered lake // *Limnol. Oceanogr.* – 1998. – Vol. 43(7). – P. 1669–1679.
7. Rizk W., Kirillin G., Lepparanta M. Basin-scale circulation and heat fluxes in ice-covered lakes // *Limnol. Oceanogr.* – 2014. – Vol. 59(2). – P. 445–464.
8. Forrest A.L., Laval B.E., Pieters R., Lim D.S.S. A cyclonic gyre in an ice-covered lake // *Limnol. Oceanogr.* – 2013. – Vol. 58(1). – P. 363–375.
9. Zyryanov V.N. Under-ice seiches // *Water Resour.* – 2011. – Т. 38, № 3. – P. 261–273.
10. Huttula T., Pulkkanen M., Arkhipov B., et al. Modelling circulation in an ice-covered lake // *Est. J. Earth Sci.* – 2010. – Vol. 59(4). – P. 298–309.
11. Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L., et al. Temperature and salt content regimes in three shallow ice-covered lakes. 1. Temperature, salt content and density structure // *Nordic Hydrology.* – 1997. – Vol. 28. – P. 99–128.
12. Перенос тепла в малом озере в период ледостава / Н.И. Пальшин [и др.] // *Труды КарНЦ РАН.* – 2016. – № 9. – С. 17–26.

References

1. Bengtsson L. Dispersion in ice-covered lakes // *Nordic Hydrol.* 1986. Vol. 17. pp. 151–170.
2. Динамика вод в малом озере в период ледостава / П.М. Бояринов [и др.] // В кн.: Гидроэкологические проблемы Карелии и использование водных ресурсов. Ред. Н.Н. Филатов и др. Петрозаводск, 2003. pp. 24–32.

3. Dvizhenija vody v melkovodnom ozere, pokrytom ldom / M.P. Petrov [i dr.] // Vodnye resursy. 2007. T. 34, no. 2. pp. 131–140.
4. Kirillin G., Lepparanta M., Terzhevik A. et al. Physics of seasonally ice-covered lakes: a review // *Aquat. Sci.* 2012. T. 74, no. 4. pp. 659–682.
5. Kirillin G.B., Forrest A.L., Graves K.E. et al. Axisymmetric circulation driven by marginal heating in ice-covered lakes // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42. pp. 2893–2900.
6. Malm J., Bengtsson L., Terzhevik A., et al. Field study on currents in a shallow ice-covered lake // *Limnol. Oceanogr.* 1998. Vol. 43(7). pp. 1669–1679.
7. Rizk W., Kirillin G., Lepparanta M. Basin-scale circulation and heat fluxes in ice-covered lakes // *Limnol. Oceanogr.* 2014. Vol. 59(2). pp. 445–464.
8. Forrest A.L., Laval B.E., Pieters R., Lim D.S.S. A cyclonic gyre in an ice-covered lake // *Limnol. Oceanogr.* 2013. Vol. 58(1). pp. 363–375.
9. Zyryanov V.N. Under-ice seiches // *Water Resour.* 2011. T. 38, no. 3. pp. 261–273.
10. Huttula T., Pulkkanen M., Arkhipov B., et al. Modeling circulation in an ice-covered lake // *Est. J. Earth Sci.* 2010. Vol. 59(4). pp. 298–309.
11. Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L., et al. Temperature and salt content regimes in three shallow ice-covered lakes. 1. Temperature, salt content and density structure // *Nordic Hydrology.* 1997. Vol. 28. pp. 99–128.
12. Perenos tepla v malom ozere v period ledostava / N.I. Palshin [i dr.] // *Trudy KarNC RAN.* 2016. no. 9. pp. 17–26.