

Methods of hydrophysical measurements at autonomous stations in shallow lakes during the ice-covered period

Original Article

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGY

Novikova Iu.S.*^{}, Zdorovenov R.E.^{}, Bogdanov S.R.^{}, Palshin N.I.^{},
Mitrokhov A.V., Efremova T.V., Zdorovennova G.E.^{}

Northern Water Problems Institute, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, 50 Al. Nevsky Ave., Petrozavodsk, 185030, Russia

ABSTRACT. The article provides a brief description of some methods of hydrophysical measurements at autonomous stations in shallow lakes during the ice-covered period. These methods were designed based on 30 years of experience. Long-term records of solar radiation fluxes on the lake surface and at several depths inside the water column help identify patterns in the evolution of the snow-and-ice cover optical properties and water such as the albedo, and extinction coefficient (weakening) of the solar radiation fluxes in snow, white and black ice and water. Long-term measurements of water temperature by sensors distributed throughout the water column can be used to determine the start dates and duration of the annual thermal cycle stages, calculate the stability parameters of the water column, and characterize the mixing regime of lakes. Long-term measurements with dissolved oxygen sensors allow studying the daily, synoptic, seasonal and interannual variability of oxygen conditions in lakes in order to estimate the duration and severity of oxygen deficiency periods. Temperature measurements by sensors frozen into ice or positioned in water under ice allow estimating the heat flux at the water-ice interface and calculating the rate of black ice growth. An "Autonomous device for measuring the temperature profile in the bottom layers of water and soil" is used to study the dynamics of the heat flux at the water-sediment interface during the winter, including the poorly studied periods of ice formation and destruction. Measurements with current profilers are used to estimate the turbulence parameters of the mixed/stratified layers of ice-covered lakes in diurnal and synoptic cycles. The results of calculating the energy parameters (basic potential energy, buoyancy flux) of the water column of a small ice-covered lake are given to showcase the application of methods for measuring water temperature and solar radiation fluxes and assessing the mixing efficiency in the study of radiation-driven convection in ice-covered lakes.

Keywords: Lake, ice-covered period, hydrophysical measurements, autonomous station, database

For citation: Novikova Iu.S., Zdorovenov R.E., Bogdanov S.R., Palshin N.I., Mitrokhov A.V., Efremova T.V., Zdorovennova G.E. Methods of hydrophysical measurements at autonomous stations in shallow lakes during the ice-covered period // Limnology and Freshwater Biology. 2025. - № 4. - P. 870-894. DOI: 10.31951/2658-3518-2025-A-4-870

1. Introduction

Hydrophysical parameters (water temperature, solar radiation fluxes in the water column, currents, etc.) are among the factors shaping the habitat of aquatic organisms (Magnuson et al., 1985; O'Reilly et al., 2015; Hampton et al., 2017; Huang et al., 2021; Woolway et al., 2019; 2021; Aşirok and Kirillin, 2025). In order to identify the response of aquatic ecosystems to ongoing changes in weather and climate, it is important to study the changes in these parameters on the daily, synoptic, seasonal and interannual scales (Adrian et al., 2009;

Sahoo et al., 2015; Woolway et al., 2020; Jansen et al., 2024; Kalinkina et al., 2024; Smirnov et al., 2024). Of particular interest is the ice-covered period, which historically has received less attention from scientists compared to the ice-free period. In recent years, the number of articles on the winter period and discussions of its role in the annual cycle of aquatic ecosystems has been steadily increasing (Kirillin et al., 2012; Hampton et al., 2017; 2024; Pernica et al., 2017; Sharma et al., 2019; Woolway et al., 2020; Yang et al., 2020; Jansen et al., 2021). Culpepper et al. (2025) emphasize the importance of real-time autonomous *in situ* monitoring

*Corresponding author.

E-mail address: novyuliana@gmail.com (Iu.S. Novikova)

Received: July 31, 2025; **Accepted:** August 15, 2025;

Available online: August 31, 2025

© Author(s) 2025. This work is distributed under the Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International License.



in lakes, which, in combination with remote sensing and modeling data, creates a solid basis for effective build-up of knowledge about the winter period. Data on hydrophysical parameters measured in the field with high spatial and temporal resolution are necessary for calibration and verification of lake models (Stepanenko et al., 2014; Golosov et al., 2018; Zverev et al., 2019; Golub et al., 2022; Ulloa et al., 2022; Smirnov et al., 2025). It is therefore necessary to set up long-term measurements at autonomous stations deployed in lakes.

Advances in the measuring equipment and the new high-sensitivity sensors with built-in loggers expands the possibilities of studying the winter regime of lakes. There are measuring complexes that are installed on ice and contain sensors for recording the temperature of all components of the air-snow-ice-water system, solar radiation fluxes on the surface of the snow-ice cover and under ice, meteorological parameters, current velocities in the sub-ice layer and other parameters. The measuring systems SIMBA (Snow and Ice Mass Balance Array) (Rafat et al., 2023), ASLIM (Autonomous System for Lake Ice Monitoring) (Aslamov et al., 2021) and FROS (Floating Remote Observation System) (Xie et al., 2022) have proven efficiency. The data received from such systems permit tracking the evolution of the snow-ice-water system throughout the ice-covered period, including the poorly studied periods of ice formation and breakup. Such systems also allow to study dissolved oxygen conditions, estimate the heat flux at the water-ice interface and address some other problems.

Measurements of hydrophysical parameters, like other types of research in ice-covered lakes, have certain restrictions. In particular, the use of some devices is limited by severe weather conditions. In ice-covered lakes, current velocities are slower than during the ice-free period, temperature fluctuations and other parameters have a smaller amplitude, which requires the use of highly sensitive measuring equipment. A review article by Block et al. (2018) considers the specifics of organizing and conducting measurements in winter, from equipping researchers and reviewing the measuring equipment to sampling techniques and installation of autonomous stations. The authors draw on the experience of many research teams from around the world to emphasize the need for continuous improvement of measurement methods in winter and exchange of experience.

Researchers of the Northern Water Problems Institute of the Karelian Research Center RAS (Petrozavodsk) have been conducting hydrophysical measurements at lakes in winter for over 30 years. Over the years of research, extensive experience has been accumulated in the installation and maintenance of autonomous hydrophysical measuring stations. We have designed new unique devices, measuring systems, and new methods for measuring and estimating various parameters. The longest series of measurements of water temperature, solar radiation fluxes on the ice surface and in the water column, and currents are available for Lake Vendyurskoe (since 1994 to the present day), Petrozavodsk Bay of Lake Onego (in the spring 2015-2017 and since 2019 to the present), and two

small forest lakes (since 2019 to the present). In Lake Vendyurskoe, additional measurements of dissolved oxygen content and pressure have been carried out since 2007 to the present day. These data have been used in a number of studies, e.g., on changes in the thermal, currents, radiation, oxygen and ice regimes of Lake Vendyurskoe (Bengtsson et al., 1996; Malm et al., 1997; 1998; Petrov et al., 2005; 2006; 2007; Palshin et al., 2020; Terzhevik et al., 2023; Zdorovenнова et al., 2021a; 2025), and the stability of the water column of this lake over a long-term period (Smirnov et al., 2024). Other studies described changes in the onset dates and duration of the main stages of the annual thermal cycle in Petrozavodsk Bay of Lake Onego relative to long-term references (Zdorovenнова et al., 2023), the spatial structure of the convectively mixed layer of an ice-covered lakes during the spring radiatively-driven convection (Mironov et al., 2002; Volkov et al., 2019; Bogdanov et al., 2019), and the radiative mechanism of water column mixing in lakes (Bogdanov et al., 2024; Novikova and Zdorovenнова, 2024).

This article provides a brief description of some newly designed devices and methods of wintertime hydrophysical measurements at autonomous stations that were used in different of lakes in the temperate and arctic zones (Karelia, Kola Peninsula, Lena River Delta).

2. Methods of hydrophysical measurements during the ice-covered period

2.1. Radiation measurements

Measurements of the fluxes of incident, reflected and under-ice solar radiation at an autonomous radiation station (Fig. 1, a, designated by numbers 1-3) and accompanying measurements of the snow-ice cover thickness were carried out on Lake Vendyurskoe in the winter and spring months annually, starting with the winter season of 1994/95 (Petrov et al., 2005). Measurements at the radiation station were usually carried out at 1-5-minute intervals over a period of 1-2 weeks in winter and spring. To measure incident and reflected solar radiation fluxes on the surface of the snow-and-ice cover, Star-shaped pyranometers manufactured by Theodor Friderich & Co, Meteorologische Geräte und Systeme (Germany) (Table 1) were placed in a special holder at about one meter above the ice surface. The solar radiation fluxes at the ice bottom were measured using an M80-m universal pyranometer (Russia). The under-ice pyranometer was fixed to a platform with positive buoyancy and placed at a distance of about 1.5 m from the hole on the south side of the measuring station directly underneath the ice bottom. In some years, experiments were conducted in the spring to measure the flux of incident solar radiation in the snow and on the upper and lower surfaces of white and black ice (Petrov et al., 2005).

The photosynthetically active solar radiation (PAR) fluxes in the water column were measured by a chain equipped with Alec Electronics PAR sensors (Japan) (Fig. 1, a, designated by the number 4). The

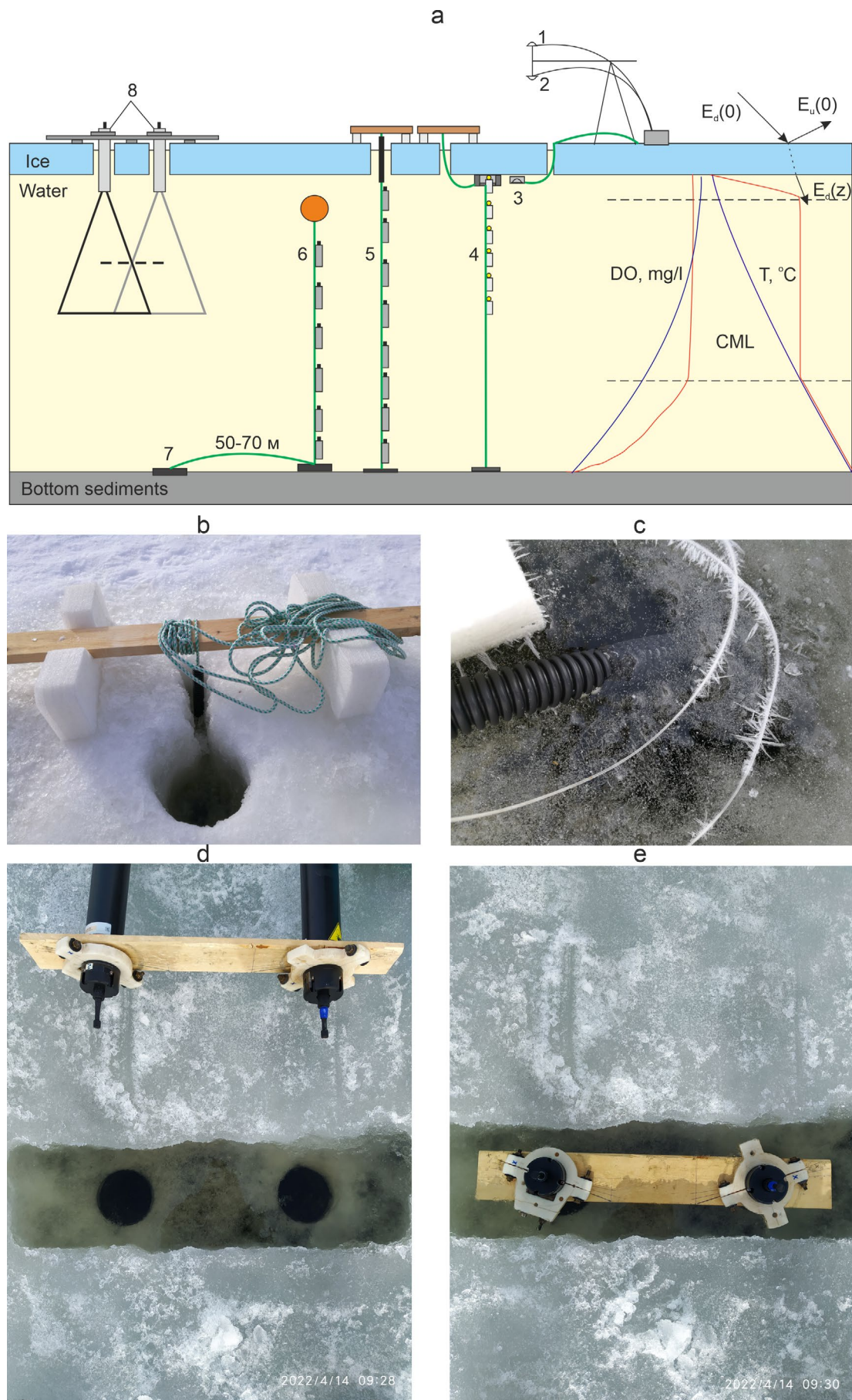


Fig.1. a – Setup of measuring instruments on ice and in the water column of an ice-covered lake (a): 1-3 – pyranometers, 4 – PAR chain, 5 – TR-chain deployed from above-ice structure, 6 – TR-chain deployed with a buoy, 7 – additional anchor, 8 – Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP). The right-hand part of panel (a) shows schematic profiles of the vertical distribution of water temperature and dissolved oxygen content (DO) in the lake in winter (blue lines) and during spring under-ice convection (red lines). The CML is the convectively mixed layer, with dotted lines indicating its upper and lower boundaries. Panels b-e show photographs of instruments on lake ice: b – method of securing the chain cable, c – enlarged image of the tube, d – two coupled ADCPs on lake ice near the hole, e – ADCPs installed in the hole.

Table 1. Device specifications.

Device	Parameter	Range	Accuracy	Resolution
TR-1 temperature profiler	Temperature, 11 channels	2.46... + 21.48	± 0.15 °C	0.02°C
RBR TR-1060 temperature sensor	Temperature	-5... + 35°C	± 0.002 °C	<0.00005 °C
RBR TDR-2050 temperature and pressure sensor	Pressure Temperature	100dB -5... + 35°C	± 0.05% ± 0.002°C	<0.001% <0.00005°C
RBR DO-1050 dissolved oxygen sensor	Dissolved oxygen content	0...150%	± 1%	-
Pyranometer Above-ice Under-ice	Solar radiation, W/m ² device above ice device under ice	0...1000 0...200	1 + 10% 0.3 + 20%	1 0.2
PAR, Alec Electronics MDS-MkV/L light intensity recorder	PAR, mmol/(m ² ·s) 390–690 nm	0...2000	± 4%	1 mmol/(m ² ·s)
Aquadopp Nortek Profiler HR (ADCP)	Current velocity, 3 components, m/s	0...10 m/s	1%, ± 0.005 m/s	

moored PAR chain was positioned so that the upper sensor was located right under the ice, and the distance between other sensors on the chain was 0.3-1.0 m. The duration of continuous measurements of PAR fluxes in March and April varied between 3-14 days in different years, with the measurement resolution being 1-5 minutes. Data from PAR sensors was used to estimate the extinction coefficient, assuming exponential attenuation of radiation in water with depth (Zdorovenov et al., 2016).

The surface albedo value can be estimated as the ratio of the reflected solar radiation flux (E_u) to the incident flux (E_d):

$$\alpha = \frac{E_u(0)}{E_d(0)}.$$

Ice transparency is defined as the ratio of the flux at the ice bottom to the flux passing through its surface:

$$\tau = \frac{E_d(z)}{(1 - \alpha)E_d(0)},$$

where $E_d(z)$ is the incident radiation at the ice bottom.

The coefficient of solar radiation extinction in the snow, ice or water column (m⁻¹) is estimated by the formula:

$$k_w(z, z_1) = -\frac{1}{z_1 - z} \ln \left(\frac{E_d(z_1)}{E_d(z)} \right),$$

where z and z_1 are the depths of measurements, m, E_d is the incident radiation flux, W/m² or incident PAR flux, mmol/(m²·s).

Based on the long-term radiation measurements at Lake Vendyurskoe, the ranges of the lake surface albedo in winter and during the period of intensive spring melting were estimated (Petrov et al., 2005), a model of weather-specific albedo change in spring was developed (Zdorovennova et al., 2018), and coefficients of extinction in the water column of lakes in Karelia, the Kola Peninsula, and the Lena River delta were estimated (Zdorovenov et al., 2016).

2.2. Measurements of water temperature, pressure and dissolved oxygen content

Autonomous station TR-chain with temperature sensors distributed throughout the water column

(Fig. 1, a, designated by 5 and 6) is usually placed in the central, deep-water areas of lakes. The sensors are distributed evenly throughout the water column, typically with 0.5-1.0 m spacing between the sensors, although the distance can be reduced depending on the research objectives. For example, when studying under-ice convection in Petrozavodsk Bay of Lake Onego in the spring of 2017, the distance between sensors was 0.025 m in the sub-ice layer and 0.36 m further down the water column, with a total station depth of 26 m (Bouffard et al., 2019); in Lake Vendyurskoe in the spring of 2016, the distance between sensors was 0.25 m, with a total station depth of 8 m (Volkov et al., 2019).

Where possible, the minimum sensor spacing is aligned with the characteristic scale of turbulent pulsations. The temporal discreteness of the measurements is selected taking into account the usual time of temperature changes, which depends on many factors (internal waves, turbulence intensity, etc.) (Palshin et al., 2018).

The TR-chain can also integrate dissolved oxygen and pressure sensors. The standard configuration includes two pressure sensors (bottom and surface layers) and multiple sensors spaced uniformly through the water column.

During the spring under-ice convection, the measurement interval is usually 10 seconds, while in other periods it can range from one minute to several hours. At the autonomous station in Lake Vendyurskoe in 1995–2006, TR-1 temperature profiler (Aanderaa Instruments, Norway) were used (Bengtsson et al., 1996; Malm et al., 1997; Petrov et al., 2006). Since 2007, RBR Ltd. (Canada) temperature, pressure, and dissolved oxygen sensors with loggers have been used on all lakes (Bogdanov et al., 2019; Zdorovennova et al., 2020, Zdorovennova et al., 2021a).

An autonomous station TR-chain can be deployed in the lake both during the open water period and from ice. In the first case, the station is installed in the lake in the fall before ice formation and is removed after ice breakup in the spring. The cable with sensors is stretched between the anchor and the buoy floating at a certain depth in the upper layer of the lake, with the depth selected according to navigation intensity (Fig. 1, a, designated by number 6). This setup provides information during the poorly studied periods of

ice formation and breakup, but the upper water layer is not covered by measurements. It is important to select the anchor weight and the buoy load-bearing capacity so that the cable is taut to maintain the depths of the sensors during the measurement period.

When a TR-chain is installed during the open water conditions, its extraction next spring may pose a problem. The solution is to stretch the cable between the station anchor and an additional anchor placed on the lake bottom some 50-70 m away from the station (Fig. 1, a, designated by the number 7). The TR-chain is lowered first, followed by the additional anchor. The coordinates of the TR-chain and the additional anchor are recorded by GPS. The cable can be located and hooked from a boat passing between the TR-chain and the additional anchor, and then dragged along the bottom.

When installing the TR-chain from ice, it is possible to place the sensors throughout the entire water column, starting from the ice bottom (Fig. 1, a, designated by number 5), which provides an advantage over the bottom-based deployment. In this setup, it is advisable to remove the station before ice breakup to avoid the risk of losing the equipment. In this case however, the periods of ice formation and breakup are not covered. When deploying from ice, the upper end of the cable is fixed over ice (Fig. 1a, b), and the free end of the cable should be pulled down by an anchor to ensure the immobility of the sensors during the measurement period.

One of the main problems with deploying a station from ice is freezing of the cable into ice, making it difficult to remove the devices after the measurements are completed. There is a high risk of accidentally cutting the cable with an ice drill or saw and thus losing expensive equipment. To prevent the cable from freezing into ice, it is recommended to use a plastic corrugated tube (like those used for electrical cables in houses) slightly longer than the thickness of the ice layer (Fig. 1b, c). The cable is threaded through the tube at the point of contact with ice, which prevents it from freezing in and eliminates the risk of accidentally cutting the cable when extracting the equipment.

The chain's temperature sensors provide information on the start dates and duration of the main stages of the annual thermal cycle (ice-covered period, spring and summer heating, thermal bar, autumn mixing, pre-ice period, "biological" summer with water temperatures above 10°C). Recordings from pressure sensors are used to analyze the water level fluctuations in the lake. To correct for atmospheric pressure variations, data from the nearest weather station are required.

The beginning of freeze-up in temperature sensors data is indicated by the disappearance of high-frequency (minute) temperature fluctuations, which are present in the records during ice-free conditions, as well as by a steady increase in the bottom-layer water temperature. The last characteristic applies to lakes where substantial heat accumulates in the thermally active sediment layer during the open-water period. Following freeze-up, the bottom water temperature in such lakes rises rapidly due to heat flux from sediments, serving

as a reliable indicator starting of ice-cover period. The end of the ice-covered period is seen as a resumption of high-frequency fluctuations in temperature data. The spring overturn can be described as starting from the date of ice breakup to the date of stratification formation (more than 1°C difference in temperature along the water column). The date of the spring thermal bar corresponds to the date of water temperature rise above 4°C. The duration of autumn overturn can be defined as the period from the date of stratification end to the date of water temperature falling below 4°C. The pre-freeze-up period lasts from the date of water temperature falling below 4°C until ice-on. Data from the chains' temperature sensors permit estimating the parameters of water column stability (Schmidt stability, lake number, Wedderburn number) (Smirnov et al., 2024), for example, using LakeAnalyzer 2.0 software (Read et al., 2011).

Measurements of water temperatures and dissolved oxygen content at an autonomous station have made it possible to identify long-term changes in the duration of stages of the annual thermal cycle in Petrozavodsk Bay of Lake Onego (shortening of the ice-covered period, earlier spring thermal bar dates, earlier onset of summer stratification) (Kalinkina et al., 2021; Zdrovennova et al., 2023). Changes in the winter oxygen regime of Lake Vendyurskoe since the start of trout farming in this lake were revealed (Zdrovennova et al., 2024). Data for different lakes are collected in the database "Water temperature, solar radiation fluxes and currents in different types of waterbodies of Karelia during the ice-covered and open water periods" (Zdrovennov et al., 2023).

2.3. Current measurements

Long-term measurements of currents were carried out in Lake Vendyurskoe during the ice-covered period in 1994-1997, 1999 and 2002. The measurements were done using unique devices designed at the Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre RAS by A.M. Glinsky: ACM (Acoustic Current Meter), DWCM (Drag Wire Current Meter) and HTCM (Hot Thermistor Current Meter) current meters and Vertical Ice Displacement Meter and Horizontal Ice Displacement Meter (Glinsky, 1998; Malm et al., 1998). The measurement range, accuracy and resolution of the devices are given in Table 2. Preliminary results of the analysis of current and ice fluctuations measurements were published in high-ranking Russian and foreign journals (Petrov et al., 2007; Malm et al., 1998).

Current measurements were performed in three modes: 1) vertical profiles of average currents; 2) long-term measurements of currents at one depth for 1.5-7 days; 3) short-term measurements of currents for 3-17 hours at different depths. The measurement resolution ranged from 1-30 seconds to one minute. The number of measurement stations totalled 15, and the number of measurement series produced was more than 200. The devices recorded two components of the current, which were then used to calculate its modulus and direction.

Table 2. Range, accuracy and resolution of instruments used to measure currents and ice displacements.

Device	Range	Accuracy	Resolution
Acoustic current meter (ACM)	Two components of velocity from -7 to +7 cm/s	$\pm 50\%$	0.02 cm/s
Drag wire current meter (DWCM)	Two components of velocity from -2 to +2 cm/s	25%	0.0003 cm/s
Hot thermistor current meter (HTCM)	Velocity 0.03-10 cm/s Temperature from 0 to 20°C	$\pm 30\%$ 0.2°C	1% 0.0002°C
Ice vertical displacement meter	Vertical displacement of ice from -10 to +10 cm	0.2 mm	0.002 mm
Ice horizontal displacement meter	Horizontal displacement of ice from -15 to +15 cm	1.0 mm	0.01 mm

Having analyzed the current measurements from Lake Vendyurskoe in the winter of 1994-1996 and 2002, we concluded that a quasi-closed circulation is formed in the lake in winter. The possibility of such a circulation is also confirmed by the calculations given by Petrov et al. (2007): the authors showed that an anticyclonic gyre was formed in the lake in winter, which covered almost the entire lake and persisted throughout the winter. The circulation is presumably induced by the horizontal gradients in water temperature, which arise as a result of non-uniform heat supply from the sediments of shallow and deep-water areas. According to the calculations, three weeks after the ice cover has set in, the maximum current velocities can reach 6–8 mm/s in the surface layers of the water column. As the heat flux from the sediments declines in the second half of winter (February-March), the calculated current velocities decrease to 2–3 mm/s.

Current measurements and accompanying temperature measurements from different areas of Lake Vendyurskoe in the winter months of 1994-2002 served as the dataset for the database "Currents in a Shallow Lake - 1" (Zdorovenov et al., 2018). This database is a set of hyperlinked web pages containing the results of unique measurements of current velocities in Lake Vendyurskoe in winter. The database also contains data on the water temperature at the depths where the current meters were deployed, and observations of vertical and horizontal ice displacements. Descriptions of the devices used to carry out the measurements are available in the database.

Since March 2015, current measurements have been carried out using two Acoustic Doppler Current Profilers Aquadopp Nortek profiler HR (ADCP). The devices are placed in an ice hole so that the emitter is below the ice bottom (Fig. 1, a, designated by number 8). If the ice is thicker than the length of the instrument body, a layer of ice is removed to form a depression and holes for the instruments are drilled through such ice areas (Fig. 1, g, e). New methods have been developed for calculating the Reynolds tensor components and analyzing turbulence parameters based on data from one or two ADCPs installed in such a way that their rays intersect at certain depths (Bogdanov et al., 2021; 2023a; Volkov et al., 2021). ADCP measurement data were used to create the database "Currents in a Shallow Lake - 2" (Zdorovenov et al., 2020).

2.4. Ice- and bottom-based chains

The measuring complex designed by A.M. Glinsky of the Hydrophysics Laboratory of the Northern Water Problems Institute, Karelian Research Center RAS included temperature sensors frozen into ice and located in the sub-ice water layer, the water column, the bottom water layer, and the top layer of bottom sediments (Fig. 2) (Palshin et al., 2024). The resolution of the temperature sensors was 0.003 °C, the measurement accuracy depended on the calibration and was less than ± 0.05 °C, the measurement time step in different years was 1–6 hours. The distance between sensors on the ice-based chain was 0.1 m. This complex was deployed in the lake when the thickness of black ice reached 0.2 m. Measurements over six winter seasons in Lake Vendyurskoe yielded unique data on the evolution of temperatures in the ice-water-sediment system and enabled estimation of the magnitude of the heat flux from sediments to water and from water to ice (Bogdanov et al., 2023b; Palshin et al., 2024). A method was developed for calculating ice thickness and estimating the heat flux from water to ice by fitting the functions that approximate the temperature profiles in water and ice near their boundary (Palshin et al., 2024). Estimates of the black ice growth rate reveal

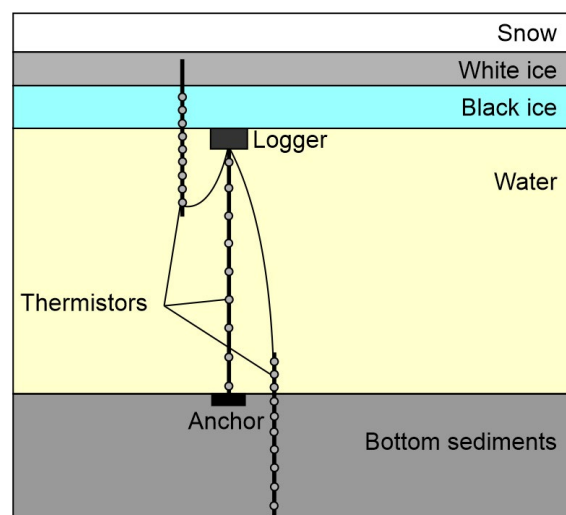


Fig.2. Layout of the devices in the body of black ice, water and the top sediment layer.

maximum values (up to 8.5 mm/day) in the first month of the ice-covered period, with a decline in the average growth rate to 3.4 mm/day in the second and third months of the ice cover. The heat flux through black ice varied significantly in synoptic time intervals, showing a tendency to decrease from 40 to 10 W/m² during the winter (Bogdanov et al., 2023b). When black ice was covered by water, isothermy was observed inside the ice, and the heat flux was zero. The heat flux at the water-ice interface was estimated to be 1–2 W/m², which is very close to the estimates obtained for Lake Vendyurskoe previously (Bengtsson et al., 1996; Malm et al., 1997). To quantify the effects of the thermal inertia of ice, a model problem of heat propagation in an ice sheet with periodic temperature changes at its upper boundary was considered. The attenuation of the amplitude and the delay of the heat wave during its propagation in ice were estimated and, accordingly, the conditions under which the temperature profile in the ice sheet is close to linear were analyzed (Bogdanov et al., 2023b).

2.5. Autonomous device for measuring the temperature profile in the bottom layers of water and soil

Since 2007, year-round measurements of the temperature of the bottom water layer and the top layer of sediments have been carried out in Lake Vendyurskoe using a bottom-based device carrying ten RBR temperature sensors (Gavrilenko et al., 2015). Several designs of the bottom platform were tested and an "Autonomous device for measuring the temperature profile in the bottom layers of water and soil" was finally developed (Mitrokhov and Palshin, 2015). The device includes a base in the form of a metal-profile frame shaped into an equilateral triangle. The corners of the base are con-

nected by cables to a buoy through a hinge joint, to which a threaded metal rod is hinged (Fig. 3). In the lower part of the rod, at level with the base, a measuring unit is attached so as to enable its vertical movements. The unit consists of a metal plate with sockets made of low thermal conductivity material attached to it. RBR temperature sensors with loggers, coupled with pressure sensors, are installed vertically in the sockets and fixed rigidly at mid-body. The system is installed in the lake bed in the fall, with a buoy pulling the rope up. When it is time to lift the device, the procedure with an additional anchor described above is used. The first few hours of measurements are excluded from calculations since the device is buried in the top layer of bottom sediments for some time and the sensors adjust their position relative to the water-bottom interface. When positioned correctly, some of the sensors are submerged in the top sediment layer, while others remain in the bottom water layer. After removing the measuring device from the lake, it is necessary to understand which sensors fell into the silt and which remained in the water. Sensors that fell into the water are usually overgrown with periphyton. Analysis of sensor data also helps to understand which of the sensors were in the water: the readings of such sensors contain high-frequency oscillations, while the readings of sensors that were in the silt have smoothed high-frequency oscillations. The sensors are arranged in a ladder with about 2 cm step, which allows us to estimate the heat flux at the water-bottom interface using the gradient method (Gavrilenko et al., 2015). Long-term water temperature measurements with a small time step (one minute) using this device provided fundamentally new information on heat transfer at the water-sediment interface throughout the year, including periods of ice cover formation and destruction (Gavrilenko et al., 2015; Zdorovenova et al., 2021b).

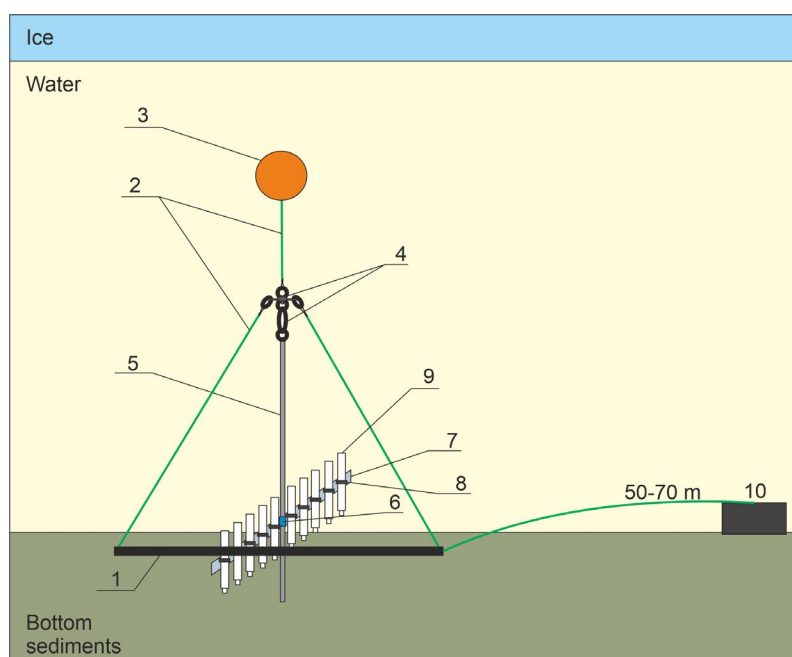


Fig.3. Autonomous device for measuring the temperature profile in the bottom layers of water and soil: 1 – the base, 2 – the cable, 3 – the buoy, 4 – the hinge joint, 5 – the threaded metal rod, 6 – the hinged fastener of the measuring unit, 7 – the metal plate, 8 – the socket, made of low thermal conductivity material, 9 – temperature and pressure sensors with loggers, 10 – the additional anchor.

3. Estimation of energy parameters of an ice-covered lake during the spring under-ice convection

An important task in our experiments on lakes is to identify the mixing mechanisms in the annual cycle of different types of lakes in southern Karelia. During the open water period, the convective mixing mechanism triggered by surface cooling was studied using TR-chain and ADCP data (Bogdanov et al., 2023c; 2024). In ice-covered lakes, radiation-driven convection (RDC) develops at the end of the winter season, as the penetration of solar radiation under the ice causes the temperature of the upper water layer to rise by 0-4°C. A characteristic feature of the RDC is the formation and deepening of the convectively mixed layer (CML), as well as a gradual increase in the water temperature in this layer. The main factors that control the intensity of RDC development in lakes are the weather conditions, the thickness and structure of the snow-and-ice cover, the magnitude of the solar radiation flux penetrating under the ice, water transparency and the temperature gradient within the water column formed during the winter before the onset of RDC. The process of convective mixing generated by solar radiation fluxes penetrating through the ice cover into the water column of lakes has been previously considered in a number of studies (Farmer, 1975; Mironov et al., 2002; Jonas et al., 2003; Bouffard and Wüest, 2019; Bouffard et al., 2019). In lakes of the temperate zone, RDC usually begins at the end of the winter, when snow melts and solar radiation penetrates under the ice in amounts sufficient to heat the upper layer of the water column and form a CML. However, the amount of heat penetrating under the ice depends on the weather conditions, i.e. the presence/absence of clouds and precipitation.

The ice cover of lakes in the temperate zone usually includes layers of black ice and white ice and sometimes layers of wet snow, which effectively attenuate the flux of solar radiation (Leppäranta, 2015), inhibiting the under-ice heating and the associated convective mixing. However, under-ice heating of the water column in lakes of arid regions with extremely little snow on ice is much more pronounced than in lakes of the temperate zone; the water temperature in such lakes at the end of the winter can exceed +10 °C, and direct stratification is already formed under ice (Kirillin et al., 2021; Huo et al., 2025). In Lake Baikal, along its northwestern shore where snow typically does not accumulate on ice, the onset of under-ice water warming is recorded immediately after freeze-up (Aslamov et al., 2017).

As an illustration of our experiments, the following section presents the results of calculations of the basic potential energy, buoyancy flux and mixing efficiency based on water temperature and solar radiation data from the autonomous stations deployed in the central part of Lake Vendyurskoe from April 21 to April 24, 2013. Ice thickness measurements during this period were taken twice a day: at 9:00 and at 19:00. At the beginning of the measurements (April 21, 2013, 9:00), total ice (41 cm), white ice (6 cm) and black ice

(35 cm) were maximum for the entire period (Fig. 4). During the measurement period ice was thawing and the thickness of all its layers decreased. By the last day of observations, white ice had thawed away and black ice thickness decreased to 31.0-31.5 cm.

An increase in water temperature at the sub-ice layer from 1.6 to 2.1 °C during daytime hours and a cooling to 0.5 °C at night was revealed 21-24 April (Fig. 5). Temperature dropped sharply in thin sub-ice layer on the last day of observations (April 24), when the maximum daytime temperature did not exceed 1.1 °C, whereas in the previous days it rose to 1.6-2.1 °C. Apparently, this was due to the cloudy weather on that day and the decrease in the amount of solar radiation incident on the ice surface (320-350 W/m²). Although there was no snow on ice and the white ice layer had thawed away, the radiation penetrating under the ice on that day was minimal – 24-26 W/m² (Fig. 6).

The depth of the CML was determined by the ordinary least squares method. The estimation algorithm is described in detail for the case of night cooling of a small forest lake in summer (Bogdanov et al., 2024). The deepening of the CML in the period under consideration progressed slowly; the depth of the CML lower boundary (H_{mix}) ranged from 4.92 to 5.02 m (Table 3).

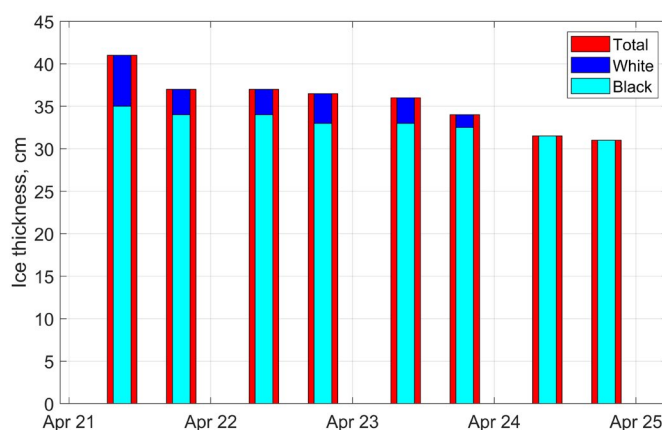


Fig.4. Total, white and black ice thickness measured at 09:00 and 19:00 during the period 21–24 April 2013.

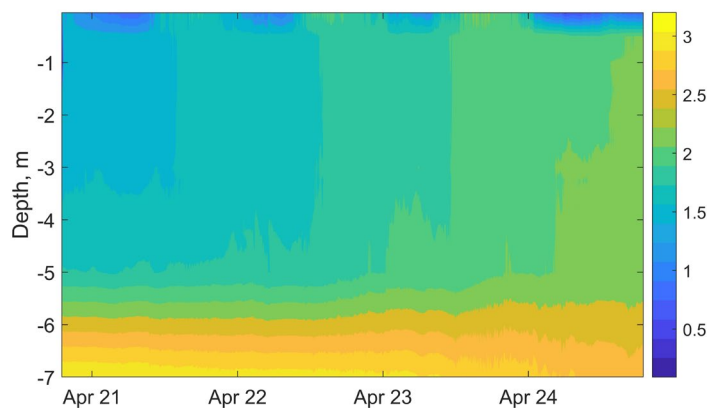


Fig.5. Change in water temperature (°C) over the period from April 21 to April 24, 2013.

The change in the background potential energy (BPE) over time was calculated using data from temperature sensors after preliminary reordering of the temperature profile at each moment in time by the formula:

$$BPE = \frac{\int_0^H g \rho' z dz}{\int_0^H \rho' dz} - \frac{gHd\bar{\rho}}{2\bar{\rho}},$$

where ρ' – water density after reordering temperature profile (kg/m^3), $g=9.8$ (m/s^2) – acceleration of gravity, z – depth sensor (m), H – height of water column (m). Water density was calculated using the formula derived from the Chen-Millero equation of state (Chen and Millero, 1986). When calculating potential energy, the energy component generated by the heating of the water column was excluded (Bogdanov et al., 2023c) and represented as $\frac{gHd\bar{\rho}}{2\bar{\rho}}$, where $\bar{\rho}$ – vertically averaged water density (kg/m^3), $d\bar{\rho}$ – change in average density over time.

The criterion for identifying mixing episodes was the increase in BPE . The mixing efficiency was calculated as the ratio of the BPE increment to the external pumping value for the corresponding time period:

$$\eta = \frac{\Delta BPE}{\Delta BPE + \Delta IE},$$

where ΔIE is the increment of internal energy defined as $\Delta IE = \int_{t_0}^t \frac{h-\delta}{2H} B_R dt$ for the start and end of each mixing episode, where δ and h – depths of upper and lower CML boundaries (m), B_R – buoyancy flux (J/kg), and $\Delta BPE = BPE(t) - BPE(t_0)$ is the BPE increment at a certain time instant. The calculated values of BPE increment in our case were $3 - 4.5 \times 10^{-4}$ J/kg per day.

The cumulative buoyancy flux was estimated using data on the solar radiation flux under ice. In this paper, we consider the RDC with non-uniform radiative heating of the water column, and the buoyancy flux is given as (Mironov et al., 2002):

$$B_R = (\beta(-\delta, t)I(\delta, t)) + (\beta(-h, t)I(h, t)) - \frac{2}{h-\delta} \int_{\delta}^h (\beta(-z, t)I(z, t)) dz$$

where $\beta = \alpha g(t - t_{md})$ is the buoyancy parameter, $I(z, t)$ is the kinematic flux of solar radiation (Km/c) denoted as $I(z, t) = \frac{Q(z, t)}{c \times \rho}$, where $Q(z, t) = Q_s(t)(\alpha_1 e^{-\gamma_1 z} + \alpha_2 e^{-\gamma_2 z})$ is the solar radiation flux (W/m^2) with the following parameters: $\alpha_1 = 0.5$; $\alpha_2 = 0.5$; $\gamma_1 = 2.7 \text{ m}^{-1}$; $\gamma_2 = 0.7 \text{ m}^{-1}$ (Mironov et al., 2002), $c = 4.218 \times 10^3$ ($\text{J} \times (\text{kg} \times \text{K})^{-1}$); $\alpha = 1.6509 \times 10^5$ (K^{-2}); $t_{md} = 276.98$ (K).

The mixing efficiency for the selected episodes took a value in the range of 0.58-0.73 (Table 3).

A noticeable change is seen in the estimation of the mixing efficiency for the second episode, probably associated with the weather conditions and a restructuring of the temperature profile, including the inflection of the background potential energy line for this episode (Fig. 7). Our estimates are similar to those obtained elsewhere under RDC conditions (Ulloa et al., 2018) and, in particular, for Lake Vendyurskoe (Novikova and Zdorovenova, 2024).

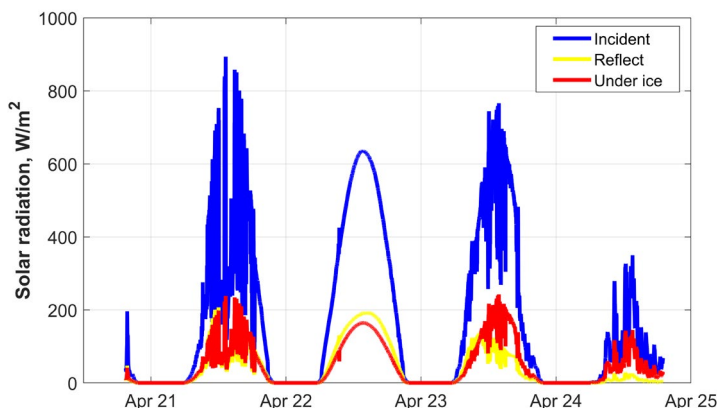


Fig.6. Fluxes of incident, reflected and under-ice radiation in the period from April 21 to April 24, 2013.

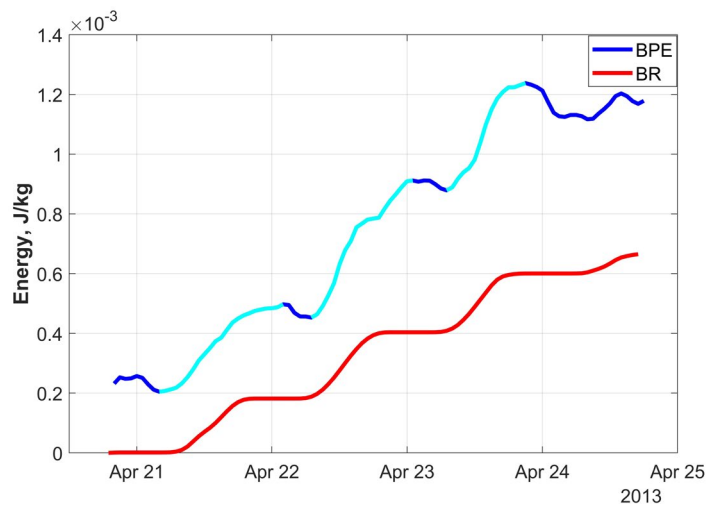


Fig.7. Changes in BPE (blue line) and buoyancy flux BR (red line) in the period from April 21 to April 24, 2013. Light blue sections of the line are mixing episodes.

Table 3. Start and duration of mixing episodes based on BPE increase, average CML lower boundary depth (H_{mix}) and mixing efficiency (η) per episode

Episode no.	Start	Duration, hours	H_{mix} , m	η
1	21.04.2013 04:00	22	4.92	0.74
2	22.04.2013 07:00	18	4.98	0.58
3	23.04.2013 07:00	14	5.02	0.73

4. Conclusions

In the course of long-term wintertime field studies of temperate and arctic lakes (Karelia, Kola Peninsula, Lena River delta), staff of the Hydrophysics Laboratory of the Northern Water Problems Institute of the Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences have designed a number of unique devices, measuring systems and new methods for measuring and analyzing hydrophysical parameters (solar radiation fluxes, ice, water and bottom sediments temperature, pressure, and current velocities) and dissolved oxygen content. Methods have been developed for deploying autonomous stations in a lake in open water conditions and from ice for long-term measurements of water temperature, pressure and dissolved oxygen content. The resultant data can be used to analyze the duration of stages in the annual thermal cycle, ice phenology, oxygen conditions, and the mixing regime of lakes. A measuring system with temperature sensors distributed across black ice, water column and top sediment layer has been designed. Two new methods have been developed for estimating the heat flux at the water-ice interface and within black ice and the growth rate of black ice has been estimated. A patent for a utility model "Autonomous device for measuring the temperature profile in the bottom layers of water and soil" was obtained, which allows estimating the heat flux at the water-bottom interface on a daily, synoptic and seasonal scale, including the poorly studied periods of ice formation and breakup. The methodology for conducting measurements by two coupled ADCPs deployed in the ice cover of lakes was improved; new methods for estimating the components of the Reynolds tensor were developed based on data from one or two ADCPs with rays intersecting at certain depths. A number of databases were created based on the measurement results.

Acknowledgements

The study was carried out within state assignment to the Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences "The role of hydrophysical processes in ecosystems of shallow lakes. Current state and forecast of the development of ecosystems of small lakes in Karelia under human impact and climate change" FMEN-2021-0019.

Conflict of interest

The authors declare no conflict of interest.

References

- Adrian R., O'Reilly C.M., Zagarese H. et al. 2009. Lakes as sentinels of climate change. *Limnology and Oceanography* 54(6 part 2): 2283–2297. DOI: [10.4319/lo.2009.54.6 part 2.2283](https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6.part.2.2283)
- Aşıroğlu E., Kirillin G. 2025. Breathing in sleep: oxygen dynamics during the polar night in an Arctic lake. *Aquatic Sciences* 87: 73. DOI: [10.1007/s00027-025-01195-x](https://doi.org/10.1007/s00027-025-01195-x)
- Aslamov I., Kirillin G., Makarov M. et al. 2021. System for Lake Ice Monitoring. *Sensors* 21: 8505. DOI: [10.3390/s21248505](https://doi.org/10.3390/s21248505)
- Aslamov I.A., Kozlov V.V., Kirillin G.B. et al. 2017. A study of heat transport at the ice base and structure of the under-ice water layer in Southern Baikal. *Water Resources* 44: 428–441. DOI: [10.1134/S0097807817030034](https://doi.org/10.1134/S0097807817030034)
- Bengtsson L., Malm J., Terzhevik A. 1996. Field investigation of winter thermos- and hydrodynamics in a small Karelian lakes. *Limnology and Oceanography* 41(7): 1502–1513. DOI: [10.4319/lo.1996.41.7.1502](https://doi.org/10.4319/lo.1996.41.7.1502)
- Block B.D., Denfeld B.A., Stockwell J.D. et al. 2018. The unique methodological challenges of winter limnology. *Limnology and Oceanography: Methods* 17(1): 42–57. DOI: [10.1002/lom3.10295](https://doi.org/10.1002/lom3.10295)
- Bogdanov S., Zdorovenova G., Volkov S. et al. 2019. Structure and dynamics of convective mixing in Lake Onego under ice-covered conditions. *Inland waters* 9(2): 177–192. DOI: [10.1080/20442041.2018.1551655](https://doi.org/10.1080/20442041.2018.1551655)
- Bogdanov S.R., Zdorovenov R.E., Palshin N.I. et al. 2021. Deriving of Turbulent Stresses in a Convectively Mixed Layer in a Shallow Lake Under Ice by Coupling Two ADCPs. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika* 14(2): 17–28. DOI: [10.7868/S2073667321020027](https://doi.org/10.7868/S2073667321020027)
- Bogdanov S., Maksimov I., Zdorovenova G. et al. 2023. Towards Turbulent Stresses Estimates by Special Geometric Adjustment of Two ADCPs. *Water* 15(1): 28. DOI: [10.3390/w15010028](https://doi.org/10.3390/w15010028)
- Bogdanov S., Palshin N., Zdorovenov R. et al. 2023. Calculation of Black Ice Thickness and Heat Fluxes inside the Ice and at the Water–Ice Boundary in a Boreal Lake. *Limnological Review* 23(3): 138–156. DOI: [10.3390/limnolrev23030009](https://doi.org/10.3390/limnolrev23030009)
- Bogdanov S.R., Palshin N.I., Zdorovenov R.E. et al. 2023. Estimation of Mixing Efficiency of a Small Dimictic Lake due to Surface Cooling. *Fundamental'naya i prikladnaya gidrofizika [Fundamental and Applied Hydrophysics]* 16(2): 73–88. DOI: [10.59887/2073-6673.2023.16\(2\)-6](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2023.16(2)-6) (in Russian)
- Bogdanov S.R., Zdorovenova G.E., Zdorovenov R.E. et al. 2024. Features of mixing the water mass of a small lake during night cooling. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN [Transactions of the Karelian Research Centre RAS]* 2: 25–38. DOI: [10.17076/lim1874](https://doi.org/10.17076/lim1874) (in Russian)
- Bouffard D., Wüest A. 2019. Convection in lakes. *Annual Review of Fluid Mechanics* 51: 189–215. DOI: [10.1146/annurev-fluid-010518-040506](https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010518-040506)
- Bouffard D., Zdorovenova G., Bogdanov S. et al. 2019. Under-ice convection dynamics in a boreal lake. *Inland Waters* 9(2): 142–161. DOI: [10.1080/20442041.2018.1533356](https://doi.org/10.1080/20442041.2018.1533356)
- Chen C.-T.A., Millero F.J. 1986. Thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range. *Limnology and Oceanography* 31(3): 657–662. DOI: [10.4319/lo.1986.31.3.0657](https://doi.org/10.4319/lo.1986.31.3.0657)
- Culpepper J., Sharma S., Gunn G. et al. 2025. One-Hundred Fundamental, Open Questions to Integrate Methodological Approaches in Lake Ice Research. *Water Resources Research* 61(5): e2024WR039042. DOI: [10.1029/2024WR039042](https://doi.org/10.1029/2024WR039042)
- Farmer D.M. 1975. Penetrative convection in the absence of mean shear. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 101: 869–891. DOI: [10.1002/qj.49710143011](https://doi.org/10.1002/qj.49710143011)
- Gavrilenko G.G., Zdorovenova G.E., Zdorovenov R.E. et al. 2015. Heat flux at the water-bottom sediment interface in a small lake. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN [Transactions of the Karelian Research Centre RAS]* 9: 3–9. DOI: [10.17076/lim72](https://doi.org/10.17076/lim72) (in Russian)
- Glinsky A. 1998. Current Meters for Measurement of Low-Speed Velocities in Ice Covered Lakes. *Limnology and Oceanography* 43(7): 1661–1668.
- Golosov S., Zverev I., Shipunova E. et al. 2018. Modified parameterization of the vertical water temperature profile in the FLake model. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 70(1): 1–7. DOI: [10.1080/16000870.2018.1441247](https://doi.org/10.1080/16000870.2018.1441247)

- Golub M., Thierry W., Marcé R. et al. 2022. A framework for ensemble modelling of climate change impacts on lakes worldwide: the ISIMIP Lake Sector. *Geoscientific Model Development* 15:4597–4623. DOI: [10.5194/gmd-15-4597-2022](https://doi.org/10.5194/gmd-15-4597-2022)
- Hampton S.E., Galloway A.W.E., Powers S.M. et al. 2017. Ecology under lake ice. *Ecology letters* 20(1): 98–111. DOI: [10.1111/ele.12699](https://doi.org/10.1111/ele.12699)
- Hampton S.E., Powers S.M., Dugan H.A. et al. 2024. Environmental and societal consequences of winter ice loss from lakes. *Sciences* 386: 6718. DOI: [10.1126/science.adl3211](https://doi.org/10.1126/science.adl3211)
- Huang W., Zhang Z., Li Z. et al. 2021. Under-ice dissolved oxygen and metabolism dynamics in a shallow lake: The critical role of ice and snow. *Water Resources Research* 2021(57): e2020WR027990. DOI: [10.1029/2020WR027990](https://doi.org/10.1029/2020WR027990)
- Huo P., Lu P., Leppäranta M. et al. 2025. Strong under-ice heating of Central Asian shallow lakes. *Geophysical Research Letters* 52(14): e2024GL114501. DOI: [10.1029/2024GL114501](https://doi.org/10.1029/2024GL114501)
- Jansen J., MacIntyre S., Barrett D.C. et al. 2021. Winter Limnology: How do Hydrodynamics and Biogeochemistry Shape Ecosystems Under Ice? *JGR Biogeosciences* 126(6): e2020JG006237. DOI: [10.1029/2020JG006237](https://doi.org/10.1029/2020JG006237)
- Jansen J., Simpson G.L., Weyhenmeyer G.A. et al. 2024. Climate-driven deoxygenation of northern lakes. *Nature Climate Change* 14(8): 832–838. DOI: [10.1038/s41558-024-02058-3](https://doi.org/10.1038/s41558-024-02058-3)
- Jonas T., Terzhevik A.Y., Mironov D.V. et al. 2003. Radiatively driven convection in an ice-covered lake investigated by using temperature microstructure technique. *Journal of Geophysical Research* 108: 3183. DOI: [10.1029/2002JC001316](https://doi.org/10.1029/2002JC001316)
- Kalinkina N.M., Tekanova E.V., Efremova T.V. et al. 2021. Response of the Onega Lake ecosystem in the spring-summer period to abnormally high air temperatures in the winter of 2019/2020. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya [Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series]* 85(6): 888–899. DOI: [10.31857/S2587556621060078](https://doi.org/10.31857/S2587556621060078) (in Russian)
- Kalinkina N.M., Smirnova V.S., Slastina Yu.L. et al. 2024. Development of winter phytoplankton of Lake Onega depending on the physicochemical conditions of the environment. *Izvestiya RGO [Proceedings of the Russian Geographical Society]* 156(4): 358–374. DOI: [10.31857/S0869607124040084](https://doi.org/10.31857/S0869607124040084) (in Russian)
- Kirillin G., Leppäranta M., Terzhevik A. et al. 2012. Physics of seasonally ice-covered lakes: a review. *Aquatic Sciences* 74: 659–682. DOI: [10.1007/s00027-012-0279-y](https://doi.org/10.1007/s00027-012-0279-y)
- Kirillin G.B., Shatwell T., Wen L. 2021. Ice-covered lakes of Tibetan Plateau as solar heat collectors. *Geophysical Research Letters* 48(18) e2021GL093429. DOI: [10.1029/2021GL093429](https://doi.org/10.1029/2021GL093429)
- Leppäranta M. 2015. *Freezing of Lake and Evolution of Their Ice Cover*. Berlin: Springer.
- Magnuson J.J., Beckel A.L., Mills K. et al. 1985. Surviving winter hypoxia: behavioral adaptations of fishes in a northern Wisconsin winterkill lake. *Environmental Biology of Fish* 14: 241–250. DOI: [10.1007/BF00002627](https://doi.org/10.1007/BF00002627)
- Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L. et al. 1997. Temperature and salt content regimes in three shallow ice-covered lakes: heat and mass fluxes. *Nordic Hydrology* 28(2): 129–152. DOI: [10.2166/nh.1997.0008](https://doi.org/10.2166/nh.1997.0008)
- Malm J., Bengtsson L., Terzhevik A. et al. 1998. A field study on currents in a shallow ice-covered lake. *Limnology and Oceanography* 43: 1669–1679. DOI: [10.4319/lo.1998.43.7.1669](https://doi.org/10.4319/lo.1998.43.7.1669)
- Mironov D., Terzhevik A., Kirillin G. et al. 2002. Radiatively driven convection in ice-covered lakes: Observations, scaling, and a mixed layer model. *Journal of Geophysical Research* 107: 1–16. DOI: [10.1029/2001JC000892](https://doi.org/10.1029/2001JC000892)
- Mitrokhov A.V., Palshin N.I. 2015. Autonomous device for measuring temperature profile in bottom layers of water and soil. Patent for utility model RU 153787 U1, 27.07.2015. Application No. 2014146400/28 dated 18.11.2014. (in Russian)
- Novikova I., Zdorovenнова G. 2024. Synoptic variability of energy parameters in an ice-covered lake at the end of winter. *BIO Web of Conferences* 94: 04003. DOI: [10.1051/bioconf/20249304003](https://doi.org/10.1051/bioconf/20249304003)
- O'Reilly C.M., Sharma S., Gray D.K. et al. 2015. Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe. *Geophysical Research Letters* 42: 10773–10781. DOI: [10.1002/2015GL066235](https://doi.org/10.1002/2015GL066235)
- Palshin N.I., Bogdanov S.R., Zdorovenнова G.E. et al. 2018. Short Internal Waves in a Small Ice-Covered Lake. *Water Resources* 45(5): 695–705. DOI: [10.1134/S0097807818050159](https://doi.org/10.1134/S0097807818050159)
- Palshin N.I., Zdorovennov R.E., Zdorovenнова G.E. et al. 2020. Daily variability of dissolved oxygen content as an indicator of metabolism in an ice-covered lake ecosystem. *Trudy Karelskogo nauchnogo centra Rossijskoj akademii nauk. Seriya Ekologicheskie issledovaniya [Proceedings of Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences. Series Ecological Research]* 12: 1–11. DOI: [10.17076/eco1334](https://doi.org/10.17076/eco1334) (in Russian)
- Palshin N.P., Zdorovenнова G.E., Efremova T.V. et al. 2024. Heat Exchange at the Water–Ice Interface and Ice Growth in a Small Boreal Lake. *Water Resources* 51(2): 231–244. DOI: [10.1134/S0097807824701501](https://doi.org/10.1134/S0097807824701501)
- Pernica P., North R.L., Baulch H.M. 2017. In the cold light of day: The potential importance of under-ice convective mixed layers to primary producers. *Inland Waters* 7: 138–150. DOI: [10.1080/20442041.2017.1296627](https://doi.org/10.1080/20442041.2017.1296627)
- Petrov M.P., Terzhevik A.Yu., Palshin N.I. et al. 2005. Absorption of solar radiation by snow-and-ice cover of lakes. *Water Resources* 32(5): 496–504. DOI: [10.1007/s11268-005-0063-7](https://doi.org/10.1007/s11268-005-0063-7)
- Petrov M.P., Terzhevik A.Yu., Zdorovennov R.E. et al. 2006. The thermal structure of a shallow lake in early winter. *Water Resources* 33 (2): 135–143. DOI: [10.1134/S0097807806020035](https://doi.org/10.1134/S0097807806020035)
- Petrov M.P., Terzhevik A.Yu., Zdorovennov R.E. et al. 2007. Motion of water in an ice-covered shallow lake. *Water Resources* 34(2): 113–122. DOI: [10.1134/S0097807807020017](https://doi.org/10.1134/S0097807807020017)
- Rafat A., Kheyrollah Pour H., Spence C. et al. 2023. An analysis of ice growth and temperature dynamics in two Canadian subarctic lakes. *Cold Regions Sciences and Technology* 210: 103808. DOI: [10.1016/j.coldregions.2023.103808](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2023.103808)
- Read J.S., Hamilton D.P., Jones I.D. et al. 2011. Derivation of lake mixing and stratification indices from high-resolution lake buoy data. *Environmental Modelling & Software* 26: 1325–1336. DOI: [10.1016/j.envsoft.2011.05.006](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2011.05.006)
- Sahoo G.B., Forrest A.L., Schladow S.G. et al. 2015. Climate change impacts on lake thermal dynamics and ecosystem vulnerabilities. *Limnology and Oceanography* 61(2): 496–507. DOI: [10.1002/lno.10228](https://doi.org/10.1002/lno.10228)
- Sharma S., Blagrove K., Magnuson J.J. et al. 2019. Widespread loss of lake ice around the Northern Hemisphere in a warming world. *Nature Climate Change* 9: 227–231. DOI: [10.1038/s41558-018-0393-5](https://doi.org/10.1038/s41558-018-0393-5)
- Smirnov S.I., Smirnovsky A.A., Bogdanov S.R. et al. 2025. Numerical simulation of under-ice radiatively driven convection in lakes with different water transparency, St. Petersburg State Polytechnical University Journal. *Physics and Mathematics* 18 (1): 69–86. DOI: [10.18721/JPM.18106](https://doi.org/10.18721/JPM.18106)

- Smirnov S.I., Zdorovenov R.E., Efremova T.V. et al. 2024. Parameters of Water Column Stability in a Small Polymictic Lake in Years of Different Weather Conditions. *Water Resources* 51(3): 299–313. DOI: [10.1134/S0097807824700817](https://doi.org/10.1134/S0097807824700817)
- Stepanenko V.M., Jöhnk K.D., Machulska E. et al. 2014. Simulation of surface energy fluxes and stratification of a small boreal lake by a set of one-dimensional models. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 66: 21389. DOI: [10.3402/tellusa.v66.21389](https://doi.org/10.3402/tellusa.v66.21389)
- Terzhevik A.Yu., Palshin N.I., Efremova T.V. et al. 2023. Research of the hydrophysics laboratory of the Institute of Hydrophysical Problems of the Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences in 1991-2022. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra Rossijskoj akademii nauk. Seriya Limnologiya i okeanologiya* [Proceedings of the Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences. Series Limnology and Oceanology] 6: 5–22. DOI: [10.17076/lim1809](https://doi.org/10.17076/lim1809) (in Russian)
- Ulloa H.N., Wüest A., Bouffard D. 2018. Mechanical energy budget and mixing efficiency for a radiatively heated ice-covered waterbody. *Journal of Fluid Mechanics* 852: R1. DOI: [10.1017/jfm.2018.587](https://doi.org/10.1017/jfm.2018.587)
- Ulloa H.N., Ramón C.L., Doda T. et al. 2022. Development of overturning circulation in sloping waterbodies due to surface cooling. *Journal of Fluid Mechanics* 930: A18. DOI: [10.1017/jfm.2021.883](https://doi.org/10.1017/jfm.2021.883)
- Volkov S.Yu., Bogdanov S.R., Zdorovenova G.E. et al. 2019. Large-scale structure of convectively-mixed layer in a shallow ice-covered lake. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika* [Fundamental and applied hydrophysics] 12(1): 30–39. DOI: [10.7868/S2073667319010040](https://doi.org/10.7868/S2073667319010040) (in Russian)
- Volkov S., Bogdanov S., Zdorovenova G. et al. 2021. A Method for Estimation of Turbulence Fine-Scale Anisotropy Parameters from ADCP Data. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika* 14(1): 86–96. DOI: [10.7868/S2073667321010093](https://doi.org/10.7868/S2073667321010093)
- Woolway R.I., Kraemer B.M., Lenters J.D. et al. 2020. Global lake responses to climate change. *Nature Review Earth Environment* 1: 388–403. DOI: [10.1038/s43017-020-0067-5](https://doi.org/10.1038/s43017-020-0067-5)
- Woolway R.I., Merchant C.J. 2019. Worldwide alteration of lake mixing regimes in response to climate change. *Nature Geoscience* 12: 271–276. DOI: [10.1038/s41561-019-0322-x](https://doi.org/10.1038/s41561-019-0322-x)
- Woolway R.I., Sharma S., Weyhenmeyer G.A. et al. 2021. Phenological shifts in lake stratification under climate change. *Nature Communications* 12: 2318. DOI: [10.1038/s41467-021-22657-4](https://doi.org/10.1038/s41467-021-22657-4)
- Xie F., Lu P., Li Z. et al. 2022. A floating remote observation system (FROS) for full seasonal lake ice evolution studies. *Cold Regions Sciences and Technology* 199: 103557. DOI: [10.1016/j.coldregions.2022.103557](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2022.103557)
- Yang B., Wells M.G., Li J. et al. 2020. Mixing, stratification, and plankton under lake-ice during winter in a large lake: Implications for spring dissolved oxygen levels. *Limnology and Oceanography* 65: 2713–2729. DOI: [10.1002/lno.11543](https://doi.org/10.1002/lno.11543)
- Zdorovenov R., Gavrilenko G., Zdorovenova G. et al. 2016. Optical properties of Lake Vendyurskoe. *Geography, Environment, Sustainability* 3: 74–87. DOI: [10.15356/2071-9388_03v09_2016_05](https://doi.org/10.15356/2071-9388_03v09_2016_05)
- Zdorovenov R.E., Palshin N.I., Zdorovenova G.E. et al. 2018. Currents in a shallow lake-1. Database registration certificate RU 2018621066, 13.07.2018. Application No. 2018620468 dated 19.04.2018. (in Russian)
- Zdorovenov R.E., Borodin A.V., Palshin N.I. et al. 2020. Currents in a shallow lake-2. Database registration certificate RU 2020621388, 10.08.2020. Application No. 2020621268 dated 27.07.2020. (in Russian)
- Zdorovenov R.E., Palshin N.I., Mitrokhov A.V. et al. 2023. Water temperature, solar radiation fluxes and currents in different types of reservoirs of Karelia during the freeze-up and open water periods. Database registration certificate RU 2023623891, 11/10/2023. Application No. 2023623648 dated 10/30/2023. (in Russian)
- Zdorovenova G., Palshin N., Efremova T. et al. 2018. Albedo of a Small Ice-Covered Boreal Lake: Daily, Meso-Scale and Interannual Variability on the Background of Regional Climate. *Geosciences* 8(6): 206. DOI: [10.3390/geosciences8060206](https://doi.org/10.3390/geosciences8060206)
- Zdorovenova G.E., Timofeeva V.V., Terzhevik A.Yu. et al. 2020. Temperature and dissolved oxygen in oligotrophic lambda in winter. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya* [Advances in Modern Natural Science] 12: 74–79. DOI: [10.17513/use.37540](https://doi.org/10.17513/use.37540) (in Russian)
- Zdorovenova G., Palshin N., Golosov S. et al. 2021. Dissolved Oxygen in a Shallow Ice-Covered Lake in Winter: Effect of Changes in Light, Thermal and Ice Regimes. *Water* 13(17): 2435. DOI: [10.3390/w13172435](https://doi.org/10.3390/w13172435)
- Zdorovenova G., Terzhevik A., Palshin N. et al. 2021. Seasonal change in heat flux at the water-bottom sediment boundary in a small lake. *Journal of Physics: Conference Series* 2131(3): 032080. DOI: [10.1088/1742-6596/2131/3/032080](https://doi.org/10.1088/1742-6596/2131/3/032080)
- Zdorovenova G.E., Zdorovenov R.E., Palshin N.I. et al. 2023. Seasonal and interannual variability of water temperature in the Petrozavodsk Bay of Lake Onega. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva* [Bulletin of the Russian Geographical Society] 155(3-4): 47–61. DOI: [10.31857/S0869607123030126](https://doi.org/10.31857/S0869607123030126) (in Russian)
- Zdorovenova G.E., Palshin N.I., Zdorovenov R.E. et al. 2024. Oxygen regime of Lake Vendyurskoe under conditions of functioning of trout farm. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra Rossijskoj akademii nauk. Seriya Ekologicheskie issledovaniya* [Proceedings of Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences. Series Ecological Research] 8: 73–83. DOI: [10.17076/eco1988](https://doi.org/10.17076/eco1988) (in Russian)
- Zdorovenova G., Efremova T., Novikova I. et al. 2025. Contrasting Changes in Lake Ice Thickness and Quality Due to Global Warming in the Arctic, Temperate, and Arid Zones and Highlands of Eurasia. *Water* 17(3): 365. DOI: [10.3390/w17030365](https://doi.org/10.3390/w17030365)
- Zverev I.S., Zdorovenov R.E., Zdorovenova G.E. et al. 2019. Modeling of thermohydrodynamic processes in a shallow boreal lake: verification of a three-dimensional model. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN* [Transactions of the Karelian Research Centre RAS] 9: 5–17. DOI: [10.17076/lim1108](https://doi.org/10.17076/lim1108) (in Russian)

Методики гидрофизических измерений на автономных станциях в мелководных озерах в период ледостава



Новикова Ю.С.*^{ORCID}, Здоровеннов Р.Э.^{ORCID}, Богданов С.Р.^{ORCID}, Пальшин Н.И.^{ORCID},
Митрохов А.В., Ефремова Т.В., Здоровеннова Г.Э.^{ORCID}

Институт водных проблем Севера Карельского научного центра Российской академии наук, пр. А. Невского, 50,
Петрозаводск, 185030, Россия

АННОТАЦИЯ. Приведено краткое описание методик гидрофизических измерений в мелководных озерах на автономных станциях в период ледостава, разработанных на основании 30-летнего опыта. Длительные записи потоков солнечной радиации на поверхности озер и на нескольких глубинах водного столба направлены на выявление закономерностей эволюции глубины оптических свойств снежно-ледяного покрова и воды, таких как альбедо и коэффициент экстинкции (ослабления) потока солнечной радиации в толще снега, белого и кристаллического льда и воды. Длительные измерения температуры воды датчиками, распределенными по водному столбу, могут использоваться для определения дат начала и продолжительности этапов годового термического цикла, расчета параметров устойчивости водного столба, для характеристики режима перемешивания озер. Длительные измерения датчиками растворенного кислорода позволяют изучить суточную, синоптическую, сезонную и межгодовую изменчивость кислородных условий в озерах, оценить продолжительность и выраженность периодов дефицита кислорода. Измерения температуры датчиками, замороженными в лед и размещенными в подледном слое воды, позволяют оценить величину теплового потока на границе водной толщи с ледовым покровом, рассчитать скорость нарастания кристаллического льда. Специально разработанное «Автономное устройство для измерения профиля температуры в придонных слоях воды и грунта» используется в изучении теплового потока на границе водной толщи с донными отложениями зимой, включая слабо изученные периоды образования и разрушения льда. Измерения профилографами течений используются для оценки параметров турбулентности перемешанного/стратифицированного слоев озер в суточном и синоптическом циклах. Результаты расчета энергетических параметров (базовая потенциальная энергия, поток плавучести) столба воды малого озера, покрытого льдом, приведены в качестве примера применения методик измерений температуры воды и потоков солнечной радиации и оценки эффективности перемешивания при изучении радиационно-генерированной конвекции в покрытых льдом озерах.

Ключевые слова: Озеро, период ледостава, гидрофизические измерения, автономная станция, база данных

Для цитирования: Новикова Ю.С., Здоровеннов Р.Э., Богданов С.Р., Пальшин Н.И., Митрохов А.В., Ефремова Т.В., Здоровеннова Г.Э. Методики гидрофизических измерений на автономных станциях в мелководных озерах в период ледостава // Limnology and Freshwater Biology. 2025. - № 4. - С. 870-894. DOI: 10.31951/2658-3518-2025-A-4-870

1. Введение

Гидрофизические параметры (температура воды, потоки солнечной радиации в водной толще, течения и др.) формируют среду обитания гидробионтов (Magnuson et al., 1985; O'Reilly et al., 2015; Hampton et al., 2017; Huang et al., 2021; Woolway et al., 2019; 2021; Aşirok and Kirillin, 2025), что определяет важность изучения их изменений в суточном,

синоптическом, сезонном и межгодовом масштабах для выявления реакции водных экосистем на происходящие изменения погоды и климата (Adrian et al., 2009; Sahoo et al., 2015; Woolway et al., 2020; Jansen et al., 2024; Калинкина и др., 2024; Smirnov et al., 2024). Особенный интерес представляет период ледостава, которому исторически отводилось меньшее внимание ученых по сравнению с периодом открытой воды. В последние годы количество

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: novyuliana@gmail.com (Ю.С. Новикова)

Поступила: 31 июля 2025; **Принята:** 15 августа 2025;

Опубликована online: 31 августа 2025

© Автор(ы) 2025. Эта работа распространяется под международной лицензией Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0.



статей, посвященных изучению зимнего периода, обсуждению его важности в годовом цикле функционирования водных экосистем, неуклонно растет (Kirillin et al., 2012; Hampton et al., 2017; 2024; Pernica et al., 2017; Sharma et al., 2019; Woolway et al., 2020; Yang et al., 2020; Jansen et al., 2021). В статье (Culpepper et al., 2025) подчеркивается важность автономного *in situ* мониторинга в озерах в реальном времени, который в комбинации с данными дистанционного зондирования и моделирования, создает прочную основу для эффективного расширения знаний о зимнем периоде. Данные полевых измерений гидрофизических параметров с высоким пространственным и временным разрешением необходимы для калибровки и верификации озерных моделей (Stepanenko et al., 2014; Golosov et al., 2018; Зверев и др., 2019; Golub et al., 2022; Ulloa et al., 2022; Смирнов и др., 2025), что актуализирует необходимость организации в озерах длительных измерений на автономных станциях.

Развитие измерительного оборудования, появление высокочувствительных сенсоров со встроенными логгерами расширяет возможности исследований зимнего режима озер. Разработаны измерительные комплексы, которые устанавливаются на лед и включают сенсоры для записи температуры всех компонентов системы воздух-снег-лед-вода, потоков солнечной радиации на поверхности снежно-ледяного покрова и под ним, метеорологических параметров, скоростей течений в подледном слое и других параметров. Измерительные комплексы SIMBA (Snow and Ice Mass Balance Array) (Rafat et al., 2023), ASLIM (The Autonomy System for Lake Ice Monitoring) (Aslamov et al., 2021) и FROS (A floating remote observation system) (Xie et al., 2022) зарекомендовали себя на самом высоком уровне. Данные таких комплексов позволяют проследить эволюцию системы снег-лед-вода в течение всего периода ледостава, включая крайне слабо изученные периоды установления и взлома льда. Такие комплексы позволяют изучать кислородные условия, оценивать величину теплового потока на границе вода-лед и решать ряд других задач.

Измерения гидрофизических параметров, как и другие виды исследований в покрытых льдом озерах, имеют свои особенности. В частности, суровые погодные условия создают ограничения на функционирование некоторых приборов. В озерах, покрытых льдом, скорости течений замедлены по сравнению с периодом открытой воды, колебания температуры и других параметров имеют меньшую амплитуду, что требует использования высокочувствительного измерительного оборудования. В обзорной статье (Block et al., 2018) рассмотрена специфика организации и проведения измерений в зимний период, начиная от экипировки исследователей и обзора измерительной аппаратуры до технологий отбора проб и установки автономных станций. Авторы, опираясь на опыт множества научных коллективов из разных стран мира, подчеркивают необходимость постоянного совершенствования методик измерений в зимний период и обмена опытом.

В Институте водных проблем Севера Карельского научного центра РАН (г. Петрозаводск) более 30 лет проводятся гидрофизические измерения на озерах в зимний период. За годы исследований накоплен большой опыт установки и обслуживания автономных гидрофизических станций, разработаны методики проведения измерений. Наиболее длительные ряды измерений температуры воды, потоков солнечной радиации на поверхности льда и в водной толще и течений накоплены в оз. Вендюрское, где измерения проводятся, начиная с 1994 г. до настоящего времени, в Петрозаводской губе Онежского озера (2015-2017, с 2019 г. до настоящего времени), в двух малых лесных озерах (с 2019 г. до настоящего времени). В озере Вендюрское дополнительные измерения содержания растворенного кислорода и давления проводятся с 2007 года и по настоящее время. По полученным данным изучены течения, термический, радиационный, кислородный и ледовый режимы оз. Вендюрское (Bengtsson et al., 1996; Malm et al., 1997; 1998; Петров и др., 2005; 2006; 2007; Пальшин и др., 2020; Тержевик и др., 2023; Zdorovenova et al., 2021a; 2025), проанализирована устойчивость водной толщи этого озера (Smirnov et al., 2024). Изучена пространственная структура конвективно-перемешанного слоя покрытых льдом озер в период весенней радиационно-генерированной конвекции (Mironov et al., 2002; Волков и др., 2019; Bogdanov et al., 2019). Изучен радиационный механизм перемешивания водной толщи озер (Богданов и др., 2024; Novikova and Zdorovenova, 2024).

В данной статье приведены краткие описания новых разработанных приборов, методик гидрофизических измерений в зимний период на автономных станциях, разработанных и применяемых на разнотипных озерах умеренной и арктической зоны (Карелия, Кольский полуостров, дельта р. Лены).

2. Методики гидрофизических измерений в период ледостава

2.1. Радиационные измерения

Измерения потоков падающей, отраженной и подледной солнечной радиации на автономной радиационной станции (Рис. 1, а, обозначена цифрами 1-3) и сопутствующие измерения толщины снежно-ледяного покрова проводились на озере Вендюрском в зимние и весенние месяцы ежегодно, начиная с зимнего сезона 1994/95 гг. (Петров и др., 2005). Измерения на радиационной станции проводились обычно в течение 1-2 недель зимой и весной с интервалом измерений 1-5 минут. Для измерения потоков падающей и отраженной солнечной радиации на поверхности снежно-ледяного покрова использовались пиранометры «Star-shaped pyranometer» немецкой фирмы «Theodor Friderich & Co, Meteorologische Geräte und Systeme» (Таблица 1), закрепленные на специальной конструкции, на высоте около одного метра над поверхностью льда. Поток солнечной радиации на нижней границе льда измерялся с помощью универсального пираноме-

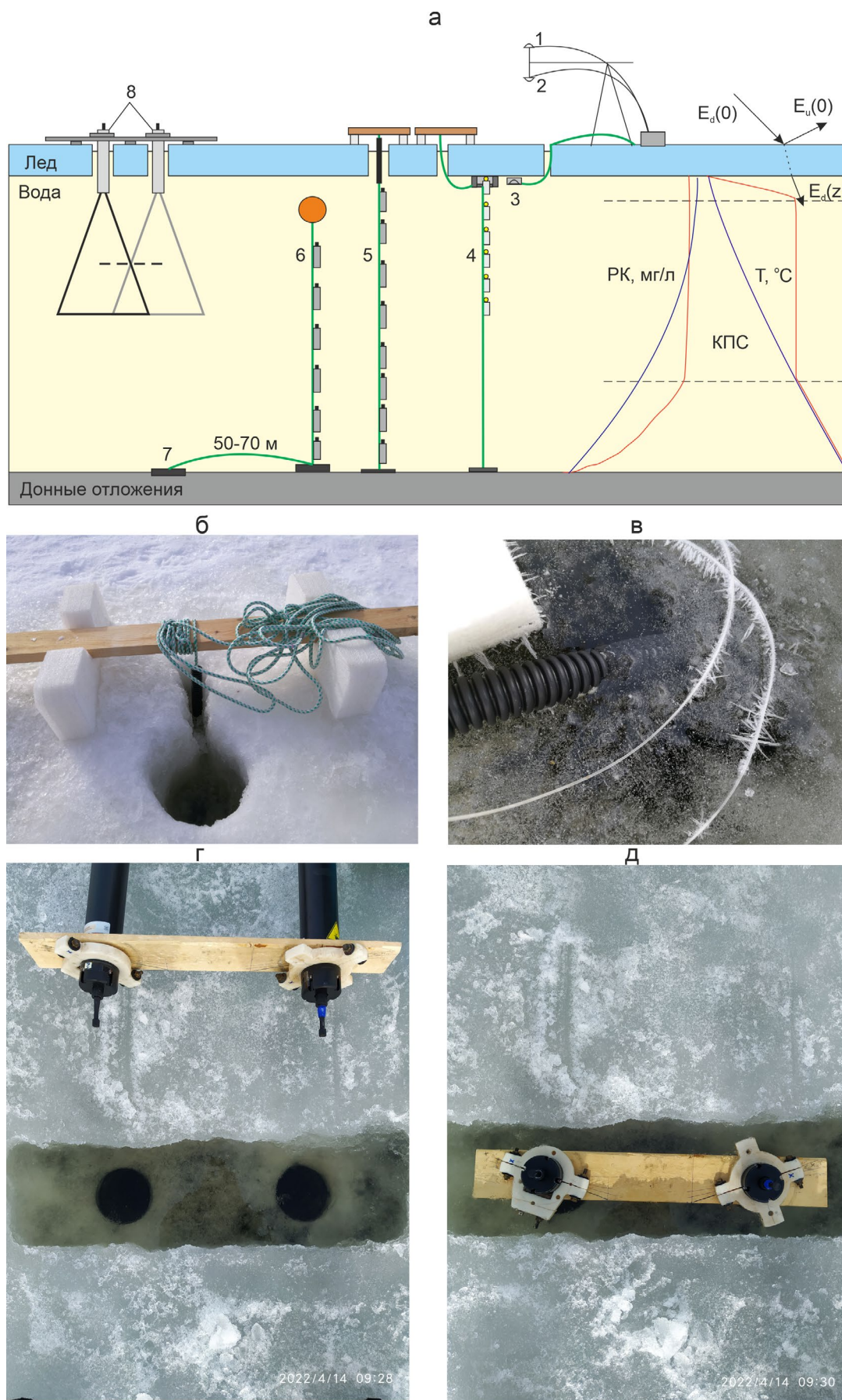


Рис.1. а – Схема расположения измерительных приборов на льду и в водной толще покрытого льдом озера (а): 1-3 – пиранометры, 4 – ФАР-коса, 5 – TR-коса, установленная со льда, 6 – TR-коса с бумом, 7 – дополнительный якорь, 8 – Акустический доплеровский профилограф течений (ADCP). В правой части панели (а) приведены схематичные профили вертикального распределения температуры воды и содержания растворенного кислорода (РК) в озере зимой (синие линии) и в период весенней подледной конвекции (красные линии). КПС – конвективно-перемешанный слой, верхняя и нижняя границы которого обозначены пунктирными линиями. б-е – фотографии приборов на льду озера: б – способ закрепления троса косы, в – увеличенное изображение шланга, г – два соединенных ADCP на льду озера возле лунки, д – ADCP установлены в лунку.

Таблица 1. Характеристики использованных приборов

Прибор	Параметр	Диапазон	Точность	Разрешение
TR-1 регистратор профиля температуры	Температура, 11 каналов	2.46... + 21.48	$\pm 0.15\text{ }^{\circ}\text{C}$	0.02°C
Датчик температуры RBR TR-1060	Температура	$-5... + 35^{\circ}\text{C}$	$\pm 0.002\text{ }^{\circ}\text{C}$	$< 0.00005\text{ }^{\circ}\text{C}$
Датчик температуры и давления RBR TDR-2050	Давление Температура	100дБ $-5... + 35^{\circ}\text{C}$	$\pm 0.05\%$ $\pm 0.002^{\circ}\text{C}$	$< 0.001\%$ $< 0.00005^{\circ}\text{C}$
Датчик растворенного кислорода RBR DO-1050	Содержание растворенного кислорода	$0...150\%$	$\pm 1\%$	-
Пиранометр Надледный Подледный	Солнечная радиация, Вт/м ² прибор на льду прибор подо льдом	$0...1000$ $0...200$	$1 + 10\%$ $0.3 + 20\%$	1 0.2
ФАР, Alec Electronics MDS-MkV/L регистратор интенсивности света	ФАР, мкмоль/(м ² ·с), 390–690 нм	$0...2000$	$\pm 4\%$	0.1, мкмоль/ (м ² ·с)
Профилограф течений Aquadopp Nortek Profiler HR (ADCP)	Скорость течения, 3 компоненты, м/с	$0...10\text{ м/с}$	1%, $\pm 0.005\text{ м/с}$	

тра М80-м, произведенного в России. Подледный пиранометр был закреплен на обладающей положительной плавучестью платформе и помещен на расстоянии около 1.5 м от лунки с южной стороны от радиационной станции непосредственно под нижнюю границу льда. В отдельные годы весной проводились эксперименты по измерению потока падающей солнечной радиации на верхней и нижней поверхностях снега, белого и черного льда (Петров и др., 2005).

Для измерения потока фотосинтетически активной солнечной радиации (ФАР) в водной толще использовалась коса, оснащенная ФАР-датчиками «Alec Electronics», Япония (Рис. 1, а, обозначена цифрой 4). Заякоренная ФАР-коса размещалась таким образом, что верхний датчик располагался подо льдом, расстояние между датчиками на косе составляло 0.3-1.0 м. Продолжительность непрерывных измерений потоков ФАР в марте-апреле составляла 3-14 суток в разные годы, дискретность измерений 1-5 минут. По данным ФАР-датчиков можно оценить коэффициент экстинкции в предположении экспоненциального затухания радиации с глубиной (Zdorovenov et al., 2016).

Значение альбедо поверхности вычислялось как отношение потока отраженной солнечной радиации (E_u) к падающей (E_d):

$$\alpha = \frac{E_u(0)}{E_d(0)}$$

Прозрачность льда определялась как отношение потока на нижней границе льда к потоку, прошедшему через его поверхность:

$$\tau = \frac{E_d(z)}{(1 - \alpha)E_d(0)},$$

где $E_d(z)$ падающая радиация на нижней границе льда.

Коэффициент экстинкции солнечной радиации в толще снега, льда или воды (м⁻¹) оценивался по формуле:

$$k_w(z, z_1) = -\frac{1}{z_1 - z} \ln \left(\frac{E_d(z_1)}{E_d(z)} \right),$$

где z и z_1 – горизонты измерений, м, E_d – поток падающей радиации, Вт/м² или падающий поток ФАР, мкмоль/(м²·с).

На основе многолетних измерений радиации на озере Вендюрское оценены диапазоны альбедо поверхности озера зимой и в период интенсивного весеннего таяния (Петров и др., 2005), разработана модель изменения альбедо весной в зависимости от погодных условий (Zdorovenova et al., 2018), оценены коэффициенты ослабления в водной толще озер Карелии, Кольского полуострова и дельты реки Лены (Zdorovenov et al., 2016).

2.2. Измерения температуры воды, давления и содержания растворенного кислорода

Автономная станция – TR-коса с распределенными по водному столбу датчиками температуры воды (Рис. 1, а, обозначена цифрами 5 и 6), устанавливается обычно в центральных глубоководных районах озер. Датчики распределяются равномерно по водному столбу, обычно расстояние между датчиками составляет 0.5-1.0 м, но в зависимости от задач исследования оно может быть уменьшено.

Например, при исследовании подледной конвекции в Петрозаводской губе Онежского озера весной 2017 г. расстояние между датчиками составляло 0.025 м в подледном слое и 0.36 м в водной толще при общей глубине станции 26 м (Bouffard et al., 2019), в оз. Вендюрское весной 2016 г. расстояние между датчиками составляло 0.25 м при общей глубине станции 8 м (Волков и др., 2019).

Величина минимального расстояния между датчиками по возможности увязывается с характерным масштабом турбулентных пульсаций. Временная дискретность измерений выбирается с учетом характерного времени изменений температуры, которое определяется множеством факторов (внутренние волны, интенсивность турбулентности и т.п.) (Palshin et al., 2018).

К TR-косе также можно подключить датчики растворенного кислорода и давления. Обычно используются два датчика давления (в придонном и верхнем слоях воды) и несколько датчиков РК, равномерно распределенных по толще воды.

В период весенней подледной конвекции интервал измерений по времени составляет обычно 10 секунд, в остальные периоды – от одной минуты до нескольких часов. На автономной станции в оз. Вендюрское в 1995–2006 гг. использовался регистратор профиля температуры TR-1 (Aanderaa Instruments, Норвегия) (Bengtsson et al., 1996; Malm et al., 1997; Петров и др., 2006). Начиная с 2007 г. на всех озерах используются регистраторы температуры, давления и растворенного кислорода RBR Ltd. (Канада) (Bogdanov et al., 2019; Здорovenнова и др., 2020, Zdorovenнова et al., 2021a).

Автономную станцию TR-косу можно установить в озеро как в условиях открытой воды, так и со льда. В первом случае автономная станция устанавливается в озеро осенью до образования льда, а извлекается после его разрушения весной. Трос с датчиками растягивается между якорем и буюм, плавающим на некоторой глубине в верхнем слое озера, которая подбирается с учетом интенсивности судоходства (Рис. 1, а, обозначено цифрой 6). Такая постановка обеспечивает сохранность дорогостоящего оборудования, но верхний слой озера при этом остается не охваченным измерениями. Важно подобрать вес якоря и несущую способность буя так, чтобы трос находился в натянутом состоянии для сохранения глубин датчиков в период измерений.

При установке TR-косы осенью в условиях открытой воды ее извлечение следующей весной может представлять проблему. Решением является натяжка троса между якорем станции и дополнительным якорем, который устанавливается на дне озера на расстоянии 50–70 м от TR-косы (Рис. 1, а, обозначен цифрой 7). Сначала устанавливается TR-коса, а затем дополнительный якорь. Координаты TR-косы и дополнительного якоря фиксируются GPS-навигатором. Этот трос можно найти и зацепить, пройдя на лодке между станцией и дополнительным якорем, протаскив «кошку» по дну озера.

При установке TR-косы со льда можно расположить датчики по всей водной толще, начиная с нижней границы льда, что является преимуществом (Рис. 1, а, обозначено цифрой 5). Один конец троса закрепляется на льду (Рис. 1, б), свободный конец троса должен быть растянут за счет якоря для обеспечения неподвижности датчиков в течение периода измерений.

Одной из основных проблем при постановке станции со льда является вмерзание троса в лед, что осложняет извлечение приборов после завершения измерений. Существует высокий риск случайного перерубания троса ледобуром или пилой и, как следствие, потери дорогостоящего оборудования. Чтобы избежать вмерзания троса в лед, рекомендуется использование пластикового гофрированного шланга (такие, например, используются для электрических кабелей в домах), длиной чуть больше

толщины льда (Рис. 1, б, в). Трос продевается через шланг в месте контакта со льдом, что предотвращает его вмерзание и исключает случайное перерезание троса при извлечении оборудования.

По данным температурных датчиков косы можно определить даты начала и продолжительность основных этапов годового термического цикла (ледостав, весеннее и летнее нагревание, термобар, осеннее перемешивание, предледоставный период, «биологическое» лето с температурой воды выше 10°C). Записи датчиков давления используются для анализа хода уровня воды в озере. Для внесения поправки на изменение атмосферного давления необходимы данные этого параметра по ближайшей метеостанции.

Начало ледостава можно определить по данным температурных датчиков по исчезновению высокочастотных (минутных) колебаний температуры, которые присутствуют в записях в условиях открытой воды, а также по устойчивому повышению температуры придонного слоя воды в озерах. Последний признак применим к озерам, в которых на этапе открытой воды происходит существенное накопление тепла в теплоактивном слое донных отложений. После установления льда температура придонного слоя воды в таких озерах начинает быстро повышаться вследствие притока тепла из донных отложений, что является верным признаком начала ледостава. Окончание ледостава фиксируется по появлению высокочастотных колебаний в данных температуры. Продолжительность периода весеннего перемешивания можно определить от даты взлома льда до даты установления стратификации (превышение разницы 1°C температуры по столбу воды). Дата прохождения весеннего термобара соответствует дате перехода температуры воды через 4°C в сторону повышения. Продолжительность осеннего перемешивания можно определить как период от даты окончания стратификации до даты перехода температуры воды через 4°C в сторону понижения. Продолжительность предледоставного периода - от даты перехода температуры воды через 4°C в сторону понижения до установления льда. По данным температурных датчиков кос можно оценить параметры устойчивости водной толщи (устойчивость Шмидта, озерное число, число Веддерберна) (Smirnov et al., 2024), например, с помощью программы LakeAnalyzer 2.0 (Read et al., 2011).

Многолетние измерения температуры воды и содержания растворенного кислорода на автономной станции позволили выявить изменения продолжительности этапов годового термического цикла Петрозаводской губы Онежского озера относительно многолетних данных (сокращение продолжительности ледостава, более раннее прохождение весеннего термобара, более раннее наступление летней стратификации) (Калинкина и др., 2021; Здорovenнова и др., 2023); выявлены изменения кислородного режима озера Вендюрское зимой в период деятельности форелевого хозяйства (Здорovenнова и др., 2024). База данных «Температура воды, потоки солнечной радиации и течения в разнотипных водоемах Карелии в период ледостава и открытой воды»

содержит данные, собранные по разным озерам (Здоровеннов и др., 2023).

2.3. Измерения течений

Длительные измерения течений проводились в период ледостава в озере Вендюрском в 1994-1997, 1999 и 2002 гг. При измерениях использовались уникальные приборы, разработанные в Институте водных проблем Севера КарНЦ РАН А.М. Глинским: измерители течений ACM (Acoustic current meter), DWCM (Drag wire current meter) и НТСМ (Hot Thermistor current meter) и измерители смещений льда (Vertical ice displacement meter и Horizontal ice displacement meter) (Glinsky, 1998; Malm et al., 1998). Диапазон измерений, точность и разрешающая способность приборов приведены в Таблице 2. Предварительные результаты анализа измерений течений и колебаний льда были опубликованы в виде статей в ведущих отечественных и зарубежных журналах (Петров и др., 2007; Malm et al., 1998).

Измерения течений проводились в трех режимах: 1) вертикальные профили средних течений; 2) длительные измерения течений на одном горизонте в течение 1.5-7 суток; 3) краткосрочные измерения течений в течение 3-17 ч на разных горизонтах. Дискретность измерений составляла от 1-30 секунд до одной минуты. Общее количество станций измерений – 15, количество серий измерений – более 200. Приборы фиксировали две компоненты течения, по которым затем вычислялись его модуль и направление.

Анализ данных измерений течений, проведенных в зимний период 1994-1996 гг. и 2002 г. на оз. Вендюрском, позволил предположить, что в озере зимой формируется квазизамкнутая циркуляция. Возможность существования такой циркуляции также подтверждается расчетами, приведенными в работе (Петров и др., 2007): авторами было показано, что в озере зимой формируется антициклонический круговорот, который охватывает почти все озеро и существует на протяжении всей зимы. Причиной возникновения круговорота, предположительно, является наличие горизонтальных градиентов температуры воды, возникающих вследствие неоднородного поступления тепла из донных отложений мелководных и глубоководных районов. В соответствии с результатами расчетов, через три недели после установления ледового

покрова максимальные скорости течений могут достигать 6–8 мм/с в поверхностных слоях водной толщи. С уменьшением величины потока тепла из донных отложений во второй половине зимы (февраль-март) расчетные скорости течений уменьшаются до 2–3 мм/с.

По данным измерений течений и сопутствующих измерений температуры в разных районах озера Вендюрского в зимние месяцы 1994-2002 гг. была создана база данных «Течения в мелководном озере – 1» (Здоровеннов и др., 2018). База представляет собой набор связанных гиперссылками web-страниц, содержащих результаты уникальных измерений скоростей течений в зимний период на озере Вендюрском. Также в базе содержатся данные о температуре воды на горизонтах, на которых устанавливались измерители течений, и наблюдения за вертикальными и горизонтальными смещениями льда. В базе представлено описание приборов, с помощью которых проводились измерения.

Начиная с марта 2015 г. измерения течений проводятся двумя акустическими доплеровскими профилографами течений Aquadopp Nortek profiler HR (ADCP). Приборы устанавливаются в лунку таким образом, чтобы излучатель находился глубже нижней поверхности льда (Рис. 1, а, обозначено цифрой 7). Если толщина льда больше длины корпуса прибора, то во льду делается углубление, а затем сверлятся лунки, в которые устанавливаются приборы (Рис. 1, г, д). Разработаны новые методики расчета компонент тензора Рейнольдса и анализа параметров турбулентности по данным одного или двух ADCP, установленных таким образом, что их лучи пересекаются на определенных глубинах (Bogdanov et al., 2021; 2023a; Volkov et al., 2021). По данным измерений ADCP разработана база данных «Течения в мелководном озере – 1» (Здоровеннов и др., 2020).

2.4. Ледовые и донные косы

Измерительный комплекс, разработанный в лаборатории гидрофизики Института водных проблем Севера КарНЦ РАН А.М. Глинским, включает температурные датчики, вмороженные в лед и расположенные в подледном слое воды, водной толще, придонном слое воды и верхнем слое донных отложений (Рис. 2) (Palshin et al., 2024).

Таблица 2. Диапазон, точность и разрешающая способность приборов, использовавшихся для измерений течений и смещений льда.

Прибор	Диапазон	Точность	Разрешение
Акустический измеритель скорости Acoustic current meter (ACM)	Две компоненты скорости от -7 до +7 см/с	± 50%	0.02 см/с
Волосковый измеритель скорости Drag wire current meter (DWCM)	Две компоненты скорости от -2 до +2 см/с	25%	0.0003 см/с
Термисторный измеритель скорости Hot thermistor current meter (НТСМ)	Скорость 0.03-10 см/с Температура от 0 до 20°C	± 30% 0.2°C	1% 0.0002°C
Измеритель вертикальных смещений льда	Вертикальное смещение льда -10 +10 см	0.2 мм	0.002 мм
Измеритель горизонтальных смещений льда	Горизонтальное смещение льда -15 +15 см	1.0 мм	0.01 мм

Разрешение температурных датчиков составляло 0.003°C , точность измерения зависела от выполненной калибровки и составляла меньше $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$, шаг измерений по времени в разные годы составлял 1–6 ч. Расстояние между датчиками «ледовой» косы составляет 0.1 м. Этот комплекс устанавливается в озеро, когда толщина кристаллического льда достигает 0.2 м. Измерения в течение шести зимних сезонов в оз. Вендюрское позволили получить уникальные данные по эволюции температуры в системе лед-вода-донные отложения и оценить величину теплового потока из донных отложений в воду и из воды в лед (Bogdanov et al., 2023b; Palshin et al., 2024). Разработана методика расчета толщины льда и оценки потока тепла из воды в лед по данным измерений «ледовой» косы, основанная на подборе функций, аппроксимирующих профили температуры в воде и во льду вблизи их границы соприкосновения (Palshin et al., 2024). Получены оценки скорости роста черного льда с максимальными значениями (до 8.5 мм/сут) в первый месяц ледового периода, со снижением средней скорости роста до 3.4 мм/сут во второй-третий месяцы существования льда. Тепловой поток в черном льду существенно варьировался в синоптических интервалах времени; отмечена тенденция снижения теплового потока от 40 до 10 Вт/м² в течение зимы (Bogdanov et al., 2023b). При выходе воды на поверхность льда в черном льду наблюдалась изотермия, и тепловой поток был равен нулю. Расчет теплового потока на границе вода-лед дал результаты 1–2 Вт/м², что весьма близко к полученным ранее оценкам для озера Вендюрское (Bengtsson et al., 1996; Malm et al., 1997). Для количественной оценки влияния тепловой инерции льда рассматривается модельная задача распространения тепла в ледяном щите при периодических изменениях температуры на его верхней границе. Оцениваются затухание амплитуды и задержка тепловой волны при ее распространении во льду и, соответственно, анализируются условия, при которых профиль температуры в ледяном щите близок к линейному (Bogdanov et al., 2023b).

2.5. Автономное устройство для измерения профиля температуры в придонных слоях воды и грунта

С 2007 года в оз. Вендюрское проводятся круглогодичные измерения температуры придонного слоя воды и верхнего слоя донных отложений с помощью специального прибора, оснащенного десятью датчиками температуры и давления RBR (Гавриленко и др., 2015). Были испытаны несколько конструкций донной платформы, в результате чего разработано «Автономное устройство для измерения профиля температуры в придонных слоях воды и грунта» (Митрохов и Пальшин, 2015). Прибор включает основание в форме равностороннего треугольника, выполненное в виде каркаса из металлического профиля. Углы основания соединены тросами с бумом через шарнирное соединение, к

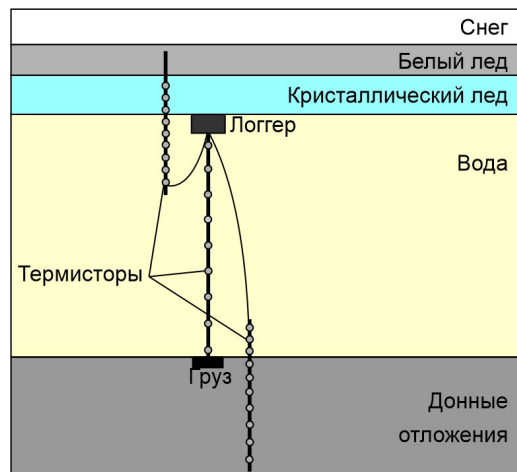


Рис.2. Схема размещения приборов в толще кристаллического льда, воды и верхнего слоя донных отложений.

которому шарнирно прикреплен металлический стержень с резьбой (Рис. 3).

В нижней части стержня, на уровне основания, с возможностью вертикального перемещения закреплен измерительный узел, состоящий из металлической пластины, на которой размещены гнезда, изготовленные из материала с низкой теплопроводностью. Датчики температуры с логгерами RBR, совмещенные с датчиками давления, устанавливаются вертикально в гнездах и жестко закрепляются за середину корпуса. Устройство устанавливается в озеро в осенний период на дно и растягивается на тросе бумом. Для облегчения поиска устройства при его извлечении из озера используется технология с использованием дополнительного якоря, который соединяется с якорем станции прочным тросом и устанавливается на дно на расстоянии 50-70 м от станции. Несколько первых часов измерений не используются в расчетах, так как устройство некоторое время погружается в верхний слой донных отложений, и датчики меняют свое положение относительно границы раздела вода-дно. При правильной постановке часть датчиков попадает в верхний слой донных отложений, часть остается в придонном слое воды. После извлечения измерительного устройства из озера нужно понять, какие датчики попали в ил, а какие оставались в воде. Датчики, которые попали в воду, обычно обрастают перифитомом. Анализ данных также помогает понять, какие из них находились в воде: в показаниях таких датчиков присутствуют высокочастотные колебания, в то время как в показаниях датчиков, которые находились в илу, высокочастотные колебания сглажены. Сдвиг датчиков по вертикали составляет около 2 см, что позволяет оценивать величину теплового потока на границе вода-дно градиентным методом (Гавриленко и др., 2015). Использование этого устройства при длительных измерениях температуры воды с малым шагом по времени (одна минута) позволило получить принципиально новую информацию о теплообмене вблизи границы водной массы озера с донными отложениями в течение всего года, включая периоды образования и разрушения ледяного покрова (Гавриленко и др., 2015; Zdorovenova et al., 2021b).

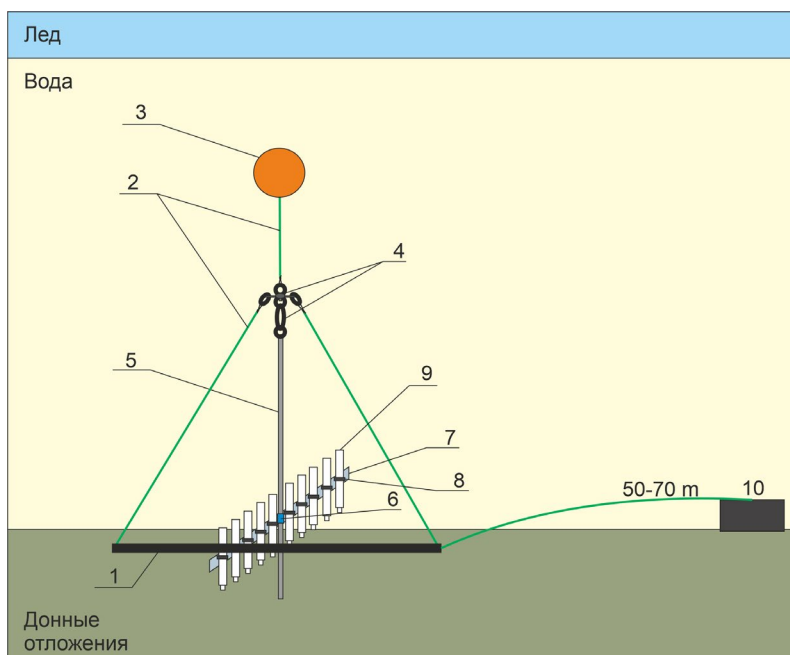


Рис.3. Автономное устройство для измерения профиля температуры в придонных слоях воды и грунта: 1 - основание, 2 - трос, 3 - буй, 4 - шарнирное соединение, 5 - металлический стержень с резьбой, 6 - крепление измерительного блока, 7 - металлическая пластина, 8 - гнездо, 9 - датчик температуры и давления с логгерами, 10 – дополнительный якорь.

3. Оценка энергетических параметров покрытого льдом озера в период весенней подледной конвекции

Важной задачей в рамках проводимых нами экспериментов на озерах является выявление механизмов перемешивания в годовом цикле на разнотипных озерах южной Карелии. В период открытой воды по данным термоксов и измерителей течений был изучен конвективный механизм перемешивания, обусловленный поверхностным выхолаживанием (Богданов и др., 2023; 2024). В покрытых льдом озерах радиационно-генерированная конвекция (РГК) развивается в конце зимнего сезона, когда вследствие проникновения солнечной радиации под лед температура верхнего слоя воды озер увеличивается в диапазоне 0-4°C. Характерной особенностью РГК является формирование и углубление конвективно-перемешанного слоя (КПС), а также постепенное увеличение температуры воды в этом слое. Основными факторами, которые определяют интенсивность развития РГК в озерах, являются погодные условия, толщина и структура снежно-ледяного покрова, величина потока солнечной радиации, проникающей под лед, прозрачность воды и температурный градиент внутри водной толщи, который сформировался в течение зимы до начала конвективных процессов. Процесс конвективного перемешивания, генерированный потоками солнечной радиации, проникающей через ледяной покров в водную толщу озер, ранее рассмотрен в ряде исследований (Farmer, 1975; Mironov et al., 2002; Jonas et al., 2003; Bouffard and Wüest, 2019; Bouffard et al., 2019). РГК в озерах умеренной зоны начинается обычно в конце зимы, когда тает снег, и под лед проникает солнечная радиация в количестве,

достаточном для нагревания верхнего слоя водного столба и формирования КПС. Однако количество тепла, проникающего под лед, в свою очередь зависит и от погодных условий – наличия/отсутствия облачности и осадков.

Ледяной покров озер умеренной зоны обычно включает слой кристаллического и белого льда и иногда прослойки влажного снега, которые эффективно ослабляют поток солнечной радиации (Петров и др., 2005; Leppäranta, 2015), что сдерживает развитие подледного нагревания и связанное с ним конвективное перемешивание. Однако в озерах аридных регионов с крайне малым количеством снега на льду подледное нагревание водной толщи озер выражено существенно сильнее, чем в озерах умеренной зоны, температура воды в них в конце зимы может превышать +10 °C, и уже подо льдом формируется прямая стратификация (Kirillin et al., 2021; Huo et al., 2025). На Байкале, вдоль северо-западного берега, где снег на льду, как правило, не задерживается, начало прогрева подледной воды регистрируется с момента ледостава (Асламов и др., 2017).

В качестве иллюстрации проводимых нами экспериментов, в данном разделе представлены результаты расчетов базовой потенциальной энергии, потока плавучести и эффективности перемешивания, на основе данных по температуре воды и солнечной радиации с автономных станций, установленных в центральной части оз. Вендюрское в период с 21 апреля по 24 апреля 2013 г.

Измерения толщины льда в период наблюдений проводились два раза в сутки: в 9:00 и в 19:00. На начало измерений льда (21.04.2013, 9:00) его общая толщина (41 см), толщина белого (6 см) и кристаллического или черного льда (35 см) были

максимальными за весь период (Рис. 4). В дни измерений происходило таяние и уменьшение толщины всех слоев льда. К последним суткам наблюдений белый лед растаял, толщина кристаллического льда уменьшилась до 31.0-31.5 см.

На температурных профилях в течение периода измерений отмечается увеличение температуры воды в тонком подледном слое в дневные часы от 1.6 до 2.1 °C и уменьшение до 0.5 °C в ночные (Рис. 5). Резкое снижение температуры наблюдается в тонком подледном слое в последний день наблюдений (24 апреля), когда его максимальная дневная температура не превышала 1.1 °C, тогда как в предыдущие дни она увеличивалась в пределах 1.6-2.1 °C.

По всей видимости, это было связано с пасмурной погодой в этот день и уменьшением количества приходящей на поверхность льда солнечной радиации (до 320-350 Вт/м²). Несмотря на отсутствие снега на льду и полное таяние слоя белого льда, проникающая под лед радиация в этот день была минимальной – 24-26 Вт/м² (Рис. 6).

Глубина КПС определялась методом наименьших квадратов, алгоритм оценки подробно описан для случая ночного выхолаживания небольшого лесного озера летом (Богданов и др., 2024). Заглубление КПС в рассматриваемый период происходило медленно, глубина нижней границы КПС (H_{mix}) изменялась в диапазоне от 4.92 до 5.02 м (Таблица 3).

Расчет базовой потенциальной энергии (BPE) проводился с использованием данных термоксы после предварительной пересортировки температурного профиля в каждый момент времени по формуле:

$$BPE = \frac{\int_0^H g \rho' z dz}{\int_0^H \rho' dz} - \frac{g H d\bar{\rho}}{2\bar{\rho}},$$

где ρ' – плотность воды после пересортировки профиля температуры (кг/м³), $g = 9.8$ (м/с²) – ускорение свободного падения, z – глубина датчика (м), H – высота столба воды (м). Плотность воды была вычислена по формуле, полученной из уравнения состояния Чена – Миллера (Chen and Millero, 1986). При расчетах потенциальной энергии также исключалась часть энергии, которая была обусловлена прогревом столба воды (Богданов и др., 2023), выраженная в формуле слагаемым $\frac{g H d\bar{\rho}}{2\bar{\rho}}$, где $\bar{\rho}$ – плотность, осредненная по вертикали (кг/м³), $d\bar{\rho}$ – изменение средней плотности по времени.

Для выявления эпизодов перемешивания критерием служило увеличение BPE . Эффективность перемешивания рассчитывалась как отношение приращения BPE к величине внешней накачки за соответствующий период времени:

$$\eta = \frac{\Delta BPE}{\Delta BPE + \Delta IE},$$

где ΔIE – приращение внутренней энергии, которое определяется как $\Delta IE = \int_{t_0}^t \frac{h-\delta}{2H} B_R dt$ для времени начала и конца каждого эпизода переме-

шивания, где δ и h – глубины верхней и нижней границ КПС (м), B_R – поток плавучести (Дж/кг), а $\Delta BPE = BPE(t) - BPE(t_0)$ – приращение BPE к некоторому моменту времени. Рассчитанные значения приращения BPE в нашем случае за день составляют $3 - 4.5 \times 10^{-4}$ Дж/кг.

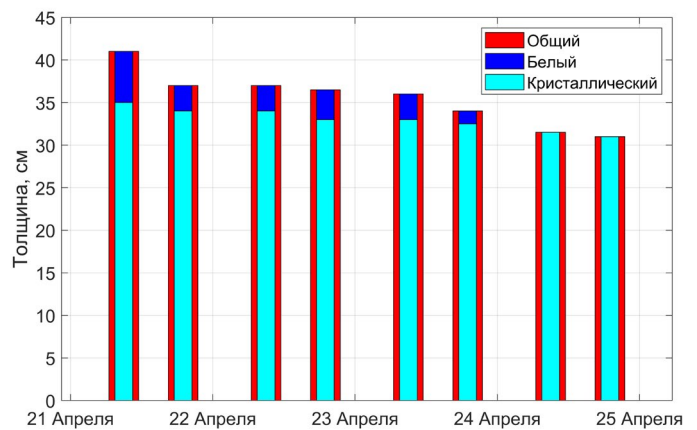


Рис. 4. Толщина общего, белого и кристаллического льда, измеренная в 9:00 и 19:00 в период с 21 по 24 апреля 2013 г.

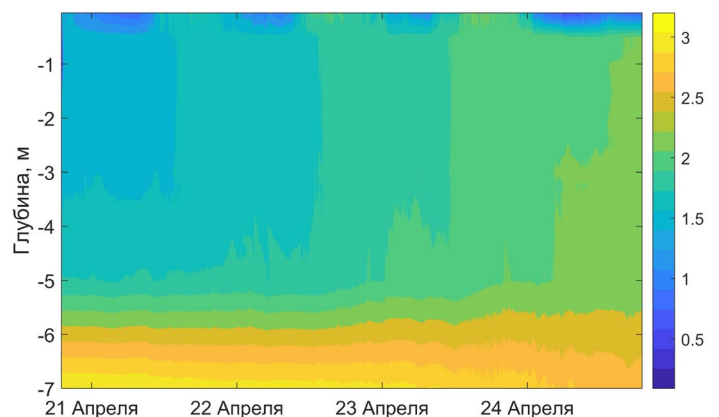


Рис. 5. Изменение температуры воды (°C) за период с 21 апреля по 24 апреля 2013 г.

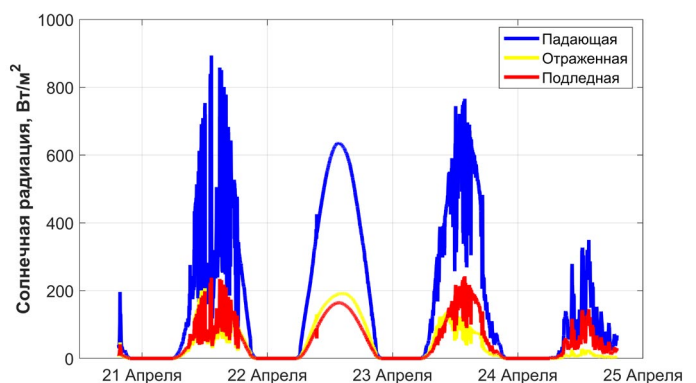


Рис. 6. Потоки падающей, отраженной и подледной радиации за период с 21 апреля по 24 апреля 2013 г.

Оценка кумулятивного потока плавучести проводилась посредством данных о потоке солнечной радиации подо льдом. В данной работе мы рассматриваем РГК, при которой происходит неоднородный радиационный прогрев водного столба, и поток плавучести определяется формулой (Mironov et al., 2002):

$$B_R = (\beta(-\delta, t)I(\delta, t)) + (\beta(-h, t)I(h, t)) - \frac{2}{h-\delta} \int_{\delta}^h (\beta(-z, t)I(z, t)) dz$$

где $\beta = \alpha g(t - t_{md})$ – параметр плавучести, $I(z, t)$ – кинематический поток солнечного излучения (К·м/с), определяемый как $I(z, t) = \frac{Q(z, t)}{c}$, где в свою очередь $Q(z, t) = Q_s(t)(\alpha_1 e^{-\gamma_1 z} + \alpha_2 e^{-\frac{c \times \gamma_2 \rho}{2}})$ – поток солнечной радиации (Вт/м²) с параметрами: $\alpha_1 = 0.5$; $\alpha_2 = 0.5$; $\gamma_1 = 2.7 \text{ м}^{-1}$; $\gamma_2 = 0.7 \text{ м}^{-1}$ (Mironov et al., 2002), $c = 4.218 \times 10^3 \text{ (Дж·(кг·К)}^{-1})$; $\alpha = 1.6509 \times 10^5 \text{ (К}^{-2})$; $t_{md} = 276.98 \text{ (К)}$.

Эффективность перемешивания для выделенных эпизодов принимала значение в диапазоне 0.58-0.73 (Таблица 3).

Отмечается заметное изменение в оценке эффективности перемешивания для второго эпизода, вероятно связанный с погодными условиями и перестройкой температурного профиля, в том числе перегиб линии базовой потенциальной энергии для данного эпизода отмечается на графике (Рис. 7). Полученные оценки близки к полученным ранее в условиях РГК (Ulloa et al., 2018) и, в частности, для оз. Вендюрское (Novikova and Zdorovenнова, 2024).

4. Заключение

В процессе многолетних полевых исследований в зимний период на озерах умеренной и арктической зоны (Карелия, Кольский полуостров, дельта реки Лена) сотрудники лаборатории гидрофизики Института водных проблем Севера Карельского научного центра РАН разработали ряд уникальных приборов, измерительных систем и новых методов измерения и анализа гидрофизических параметров (потоков солнечной радиации, температуры льда, воды и донных отложений, давления, скоростей течений) и содержания растворенного кислорода. Разработаны методики установки в озеро в условиях открытой воды и со льда автономных станций для длительных измерений температуры воды, гидростатического давления и содержания растворенного кислорода. Получаемые данные могут использоваться для анализа продолжительности этапов годового термического цикла, ледовой фенологии, анализа кислородных условий и режима перемешивания озер. Разработана изме-

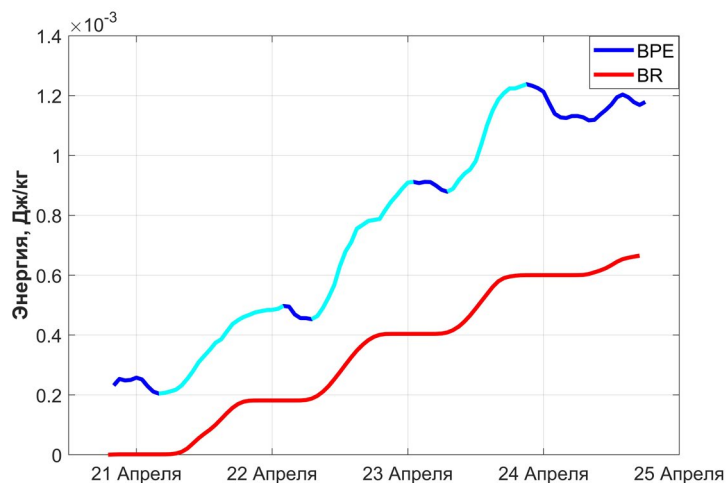


Рис. 7. Изменения BPE (синяя линия) и поток плавучести B_R (красная линия) за период с 21 апреля по 24 апреля 2013 г. Синие участки линии – эпизоды перемешивания.

рительная система с датчиками температуры, распределенными по толще кристаллического льда, столбу воды и верхнему слою донных отложений, а также две новые методики оценки теплового потока на границе вода-лед, и в толще кристаллического льда, проведены оценки скорости роста кристаллического льда. Получен патент на полезную модель «Автономное устройство для измерения профиля температуры в придонных слоях воды и грунта», позволяющее оценивать тепловой поток на границе вода-дно в суточном, синоптическом и сезонном масштабах, включая малоизученные периоды образования и разрушения льда. Усовершенствована методика проведения измерений двумя соединенными акустическими доплеровскими профилографами течений (ADCP), установленными в ледовый покров озер, разработаны новые методы оценки компонент тензора Рейнольдса по данным одного или двух ADCP с пересекающимися на определенных глубинах лучами. По результатам измерений разработан ряд баз данных.

Благодарности

Исследование выполнено в рамках темы государственного задания Карельского научного центра РАН «Роль гидрофизических процессов в экосистемах мелководных озер. Современное состояние и прогноз развития экосистем малых озер Карелии при антропогенном воздействии и климатических изменениях» FMEN-2021-0019.

Таблица 3. Начало и продолжительность эпизодов перемешивания, средняя глубина нижней границы КПС (H_{mix}) и значения эффективности перемешивания для каждого выделенного эпизода (η)

Эпизод перемешивания	Начало эпизода	Длительность эпизода, часы	H_{mix} , м	η
1	21.04.2013 04:00	22	4.92	0.74
2	22.04.2013 07:00	18	4.98	0.58
3	23.04.2013 07:00	14	5.02	0.73

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

- Асламов И.А., Козлов В.В., Кириллин Г.Б. и др. 2017. Исследование теплового потока и структуры подледного слоя воды на границе со льдом в Южном Байкале. Водные ресурсы 44(3): 296–310. DOI: [10.7868/S0321059617030038](https://doi.org/10.7868/S0321059617030038)
- Богданов С.Р., Пальшин Н.И., Здорovenнов Р.Э. и др. 2023. Оценка эффективности перемешивания небольшого димиктического озера при поверхностном выхолаживании. Фундаментальная и прикладная гидрофизика 16(2): 73–88. DOI: [10.59887/2073-6673.2023.16\(2\)-6](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2023.16(2)-6)
- Богданов С.Р., Здорovenнова Г.Э., Здорovenнов Р.Э. и др. 2024. Особенности перемешивания водной массы небольшого озера при ночном выхолаживании. Труды КарНЦ РАН 3: 25–38. DOI: [10.17076/lim1874](https://doi.org/10.17076/lim1874)
- Волков С.Ю., Богданов С.Р., Здорovenнова Г.Э. и др. 2019. Крупномасштабная структура конвективного перемешанного слоя в мелководном озере подо льдом. Фундаментальная и прикладная гидрофизика 12(1): 30–39. DOI: [10.7868/S2073667319010040](https://doi.org/10.7868/S2073667319010040)
- Гавриленко Г.Г., Здорovenнова Г.Э., Здорovenнов Р.Э. и др. 2015. Теплопоток на границе вода-донные отложения в небольшом озере. Труды Карельского научного центра Российской академии наук 9: 3–9. DOI: [10.17076/lim72](https://doi.org/10.17076/lim72)
- Зверев И.С., Здорovenнов Р.Э., Здорovenнова Г.Э. и др. 2019. Моделирование термогидродинамических процессов в мелководном бореальном озере: верификация трехмерной модели. Труды КарНЦ РАН, серия Лимнология и океанология 9: 5–17. DOI: [10.17076/lim1108](https://doi.org/10.17076/lim1108)
- Здорovenнов Р.Э., Пальшин Н.И., Здорovenнова Г.Э. и др. 2018. Течения в мелководном озере-1. Свидетельство о регистрации базы данных RU 2018621066, 13.07.2018. Заявка № 2018620468 от 19.04.2018.
- Здорovenнов Р.Э., Бородин А.В., Пальшин Н.И. и др. 2020. Течения в мелководном озере-2. Свидетельство о регистрации базы данных RU 2020621388, 10.08.2020. Заявка № 2020621268 от 27.07.2020.
- Здорovenнов Р.Э., Пальшин Н.И., Митрохов А.В. и др. 2023. Температура воды, потоки солнечной радиации и течения в разнотипных водоемах Карелии в период ледостава и открытой воды. Свидетельство о регистрации базы данных RU 2023623891, 10.11.2023. Заявка № 2023623648 от 30.10.2023.
- Здорovenнова Г.Э., Тимофеева В.В., Терзевик А.Ю. и др. 2020. Температура и растворенный кислород в олиготрофной ламбе зимой. Успехи современного естествознания 12: 74–79. DOI: [10.17513/use.37540](https://doi.org/10.17513/use.37540)
- Здорovenнова Г.Э., Здорovenнов Р.Э., Пальшин Н.И. и др. 2023. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры воды в Петрозаводской губе Онежского озера. Известия Русского географического общества 155(3-4): 47–61. DOI: [10.31857/S0869607123030126](https://doi.org/10.31857/S0869607123030126)
- Здорovenнова Г.Э., Пальшин Н.И., Здорovenнов Р.Э. и др. 2024. Кислородный режим озера Вендюрское в условиях функционирования форелевого хозяйства. Труды КарНЦ РАН. Серия Экологические исследования 8: 73–83. DOI: [10.17076/eco1988](https://doi.org/10.17076/eco1988)
- Калинкина Н.М., Теканова Е.В., Ефремова Т.В. и др. 2021. Реакция экосистемы Онежского озера в весенне-летний период на аномально высокую температуру воздуха зимы 2019/2020 годов. Известия Российской академии наук. Серия географическая 85(6): 888–899. DOI: [10.31857/S2587556621060078](https://doi.org/10.31857/S2587556621060078)
- Калинкина Н.М., Смирнова В.С., Сластина Ю.Л. и др. 2024. Развитие зимнего фитопланктона Онежского озера в зависимости от физико-химических условий среды. Известия РГО 156(4): 358–374. DOI: [10.31857/S0869607124040084](https://doi.org/10.31857/S0869607124040084)
- Митрохов А.В., Пальшин Н.И. 2015. Автономное устройство для измерения профиля температуры в придонных слоях воды и грунта. Патент на полезную модель RU 153787 U1, 27.07.2015. Заявка № 2014146400/28 от 18.11.2014.
- Пальшин Н.И., Здорovenнов Р.Э., Здорovenнова Г.Э. и др. 2020. Суточная изменчивость содержания растворенного кислорода как показатель метаболизма экосистемы покрытого льдом озера. Труды КарНЦ РАН. Серия Экологические исследования 12: 1–11. DOI: [10.17076/eco1334](https://doi.org/10.17076/eco1334)
- Петров М.П., Терзевик А.Ю., Пальшин Н.И. и др. 2005. Поглощение солнечной радиации снежно-ледовым покровом озер. Водные ресурсы 32(5): 546–554.
- Петров М.П., Терзевик А.Ю., Здорovenнов Р.Э. и др. 2006. Особенности термической структуры мелководного озера в начале зимы. Водные ресурсы 33(2): 154–162.
- Петров М.П., Терзевик А.Ю., Здорovenнов Р.Э. и др. 2007. Движения воды в мелководном озере, покрытом льдом. Водные ресурсы 34(2): 131–140.
- Смирнов С.И., Смирновский А.А., Богданов С.Р. и др. 2025. Численное моделирование подледной радиационно-генерируемой конвекции в озерах с разной прозрачностью воды. Научно-технические ведомости СПбГПУ. Физико-математические науки 18(1): 69–86. DOI: [10.18721/JPM](https://doi.org/10.18721/JPM)
- Терзевик А.Ю., Пальшин Н.И., Ефремова Т.В. и др. 2023. Исследования лаборатории гидрофизики ИВПС КарНЦ РАН в 1991-2022 годах. Труды КарНЦ РАН. Серия Лимнология и Океанология 6: 5–22. DOI: [10.17076/lim1809](https://doi.org/10.17076/lim1809)
- Adrian R., O'Reilly C.M., Zagarese H. et al. 2009. Lakes as sentinels of climate change. *Limnology and Oceanography* 54(6 part 2): 2283–2297. DOI: [10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2283](https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2283)
- Aşirok E., Kirillin G. 2025. Breathing in sleep: oxygen dynamics during the polar night in an Arctic lake. *Aquatic Sciences* 87: 73. DOI: [10.1007/s00027-025-01195-x](https://doi.org/10.1007/s00027-025-01195-x)
- Aslamov I., Kirillin G., Makarov M. et al. 2021. System for Lake Ice Monitoring. *Sensors* 21: 8505. DOI: [10.3390/s21248505](https://doi.org/10.3390/s21248505)
- Bengtsson L., Malm J., Terzhevik A. 1996. Field investigation of winter thermos- and hydrodynamics in a small Karelian lakes. *Limnology and Oceanography* 41(7): 1502–1513. DOI: [10.4319/lo.1996.41.7.1502](https://doi.org/10.4319/lo.1996.41.7.1502)
- Block B.D., Denfeld B.A., Stockwell J.D. et al. 2018. The unique methodological challenges of winter limnology. *Limnology and Oceanography: Methods* 17(1): 42–57. DOI: [10.1002/lom3.10295](https://doi.org/10.1002/lom3.10295)
- Bogdanov S., Zdorovennova G., Volkov S. et al. 2019. Structure and dynamics of convective mixing in Lake Onego under ice-covered conditions. *Inland waters* 9(2): 177–192. DOI: [10.1080/20442041.2018.1551655](https://doi.org/10.1080/20442041.2018.1551655)
- Bogdanov S.R., Zdorovennov R.E., Palshin N.I. et al. 2021. Deriving of Turbulent Stresses in a Convectively Mixed Layer in a Shallow Lake Under Ice by Coupling Two ADCPs. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika* 14(2): 17–28. DOI: [10.7868/S2073667321020027](https://doi.org/10.7868/S2073667321020027)
- Bogdanov S., Maksimov I., Zdorovennova G. et al. 2023. Towards Turbulent Stresses Estimates by Special Geometric Adjustment of Two ADCPs. *Water* 15(1): 28. DOI: [10.3390/w15010028](https://doi.org/10.3390/w15010028)
- Bogdanov S., Palshin N., Zdorovennov R. et al. 2023. Calculation of Black Ice Thickness and Heat Fluxes inside the Ice and at the Water–Ice Boundary in a Boreal Lake.

Limnological Review 23(3): 138–156. DOI: [10.3390/limnolrev23030009](https://doi.org/10.3390/limnolrev23030009)

Bouffard D., Wüest A. 2019. Convection in lakes. *Annual Review of Fluid Mechanics* 51:189–215. DOI: [10.1146/annurev-fluid-010518-040506](https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010518-040506)

Bouffard D., Zdorovenova G., Bogdanov S. et al. 2019. Under-ice convection dynamics in a boreal lake. *Inland Waters* 9(2): 142–161. DOI: [10.1080/20442041.2018.1533356](https://doi.org/10.1080/20442041.2018.1533356)

Chen C.-T.A., Millero F.J. 1986. Thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range. *Limnology and Oceanography* 31(3): 657–662. DOI: [10.4319/lo.1986.31.3.0657](https://doi.org/10.4319/lo.1986.31.3.0657)

Culpepper J., Sharma S., Gunn G. et al. 2025. One-Hundred Fundamental, Open Questions to Integrate Methodological Approaches in Lake Ice Research. *Water Resources Research* 61(5): e2024WR039042. DOI: [10.1029/2024WR039042](https://doi.org/10.1029/2024WR039042)

Farmer D.M. 1975. Penetrative convection in the absence of mean shear. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 101: 869–891. DOI: [10.1002/qj.49710143011](https://doi.org/10.1002/qj.49710143011)

Glinksy A. 1998. Current Meters for Measurement of Low-Speed Velocities in Ice Covered Lakes. *Limnology and Oceanography* 43(7): 1661–1668.

Golosov S., Zverev I., Shipunova E. et al. 2018. Modified parameterization of the vertical water temperature profile in the FLake model. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 70(1): 1–7. DOI: [10.1080/16000870.2018.1441247](https://doi.org/10.1080/16000870.2018.1441247)

Golub M., Thiery W., Marcé R. et al. 2022. A framework for ensemble modelling of climate change impacts on lakes worldwide: the ISIMIP Lake Sector. *Geoscientific Model Development* 15: 4597–4623. DOI: [10.5194/gmd-15-4597-2022](https://doi.org/10.5194/gmd-15-4597-2022)

Hampton S.E., Galloway A.W.E., Powers S.M. et al. 2017. Ecology under lake ice. *Ecology letters* 20(1): 98–111. DOI: [10.1111/ele.12699](https://doi.org/10.1111/ele.12699)

Hampton S.E., Powers S.M., Dugan H.A. et al. 2024. Environmental and societal consequences of winter ice loss from lakes. *Sciences* 386: 6718. DOI: [10.1126/science.adl3211](https://doi.org/10.1126/science.adl3211)

Huang W., Zhang Z., Li Z. et al. 2021. Under-ice dissolved oxygen and metabolism dynamics in a shallow lake: The critical role of ice and snow. *Water Resources Research* 57: e2020WR027990. DOI: [10.1029/2020WR027990](https://doi.org/10.1029/2020WR027990)

Huo P., Lu P., Leppäranta M. et al. 2025. Strong under-ice heating of Central Asian shallow lakes. *Geophysical Research Letters* 52 (14): e2024GL114501. DOI: [10.1029/2024GL114501](https://doi.org/10.1029/2024GL114501)

Jansen J., MacIntyre S., Barrett D.C. et al. 2021. Winter Limnology: How do Hydrodynamics and Biogeochemistry Shape Ecosystems Under Ice? *JGR Biogeosciences* 126(6): e2020JG006237. DOI: [10.1029/2020JG006237](https://doi.org/10.1029/2020JG006237)

Jansen J., Simpson G.L., Weyhenmeyer G.A. et al. 2024. Climate-driven deoxygenation of northern lakes. *Nature Climate Change* 14(8): 832–838. DOI: [10.1038/s41558-024-02058-3](https://doi.org/10.1038/s41558-024-02058-3)

Jonas T., Terzhevik A.Y., Mironov D.V. et al. 2003. Radiatively driven convection in an ice-covered lake investigated by using temperature microstructure technique. *Journal of Geophysical Research* 108: 3183. DOI: [10.1029/2002JC001316](https://doi.org/10.1029/2002JC001316)

Kirillin G., Leppäranta M., Terzhevik A. et al. 2012. Physics of seasonally ice-covered lakes: a review. *Aquatic Sciences* 74: 659–682. DOI: [10.1007/s00027-012-0279-y](https://doi.org/10.1007/s00027-012-0279-y)

Kirillin G.B., Shatwell T., Wen L. 2021. Ice-covered lakes of Tibetan Plateau as solar heat collectors. *Geophysical Research Letters* 48(18): e2021GL093429. DOI: [10.1029/2021GL093429](https://doi.org/10.1029/2021GL093429)

Leppäranta M. 2015. *Freezing of Lake and Evolution of Their Ice Cover*. Berlin: Springer.

Magnuson J.J., Beckel A.L., Mills K. et al. 1985. Surviving winter hypoxia: behavioral adaptations of fishes in a northern Wisconsin winterkill lake. *Environmental Biology of Fish* 14: 241–250. DOI: [10.1007/BF00002627](https://doi.org/10.1007/BF00002627)

Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L. et al. 1997. Temperature and salt content regimes in three shallow ice-covered lakes: heat and mass fluxes. *Nordic Hydrology* 28(2): 129–152. DOI: [10.2166/nh.1997.0008](https://doi.org/10.2166/nh.1997.0008)

Malm J., Bengtsson L., Terzhevik A. et al. 1998. A field study on currents in a shallow ice-covered lake. *Limnology and Oceanography* 43: 1669–1679. DOI: [10.4319/lo.1998.43.7.1669](https://doi.org/10.4319/lo.1998.43.7.1669)

Mironov D., Terzhevik A., Kirillin G. et al. 2002. Radiatively driven convection in ice-covered lakes: Observations, scaling, and a mixed layer model. *Journal of Geophysical Research* 107: 1–16. DOI: [10.1029/2001JC000892](https://doi.org/10.1029/2001JC000892)

Novikova J., Zdorovenova G. 2024. Synoptic variability of energy parameters in an ice-covered lake at the end of winter. *BIO Web of Conferences* 94: 04003. DOI: [10.1051/bioconf/20249304003](https://doi.org/10.1051/bioconf/20249304003)

O'Reilly C.M., Sharma S., Gray D.K. et al. 2015. Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe. *Geophysical Research Letters* 42: 10773–10781. DOI: [10.1002/2015GL066235](https://doi.org/10.1002/2015GL066235)

Palshin N.I., Bogdanov S.R., Zdorovenova G.E. et al. 2018. Short Internal Waves in a Small Ice-Covered Lake. *Water Resources* 45(5): 695–705. DOI: [10.1134/S0097807818050159](https://doi.org/10.1134/S0097807818050159)

Palshin N.P., Zdorovenova G.E., Efremova T.V. et al. 2024. Heat Exchange at the Water–Ice Interface and Ice Growth in a Small Boreal Lake. *Water Resources* 51(2): 231–244. DOI: [10.1134/S0097807824701501](https://doi.org/10.1134/S0097807824701501)

Pernica P., North R.L., Baulch H.M. 2017. In the cold light of day: The potential importance of under-ice convective mixed layers to primary producers. *Inland Waters* 7: 138–150. DOI: [10.1080/20442041.2017.1296627](https://doi.org/10.1080/20442041.2017.1296627)

Rafat A., Kheyrollah Pour H., Spence C. et al. 2023. An analysis of ice growth and temperature dynamics in two Canadian subarctic lakes. *Cold Regions Sciences and Technology* 210: 103808. DOI: [10.1016/j.coldregions.2023.103808](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2023.103808)

Read J.S., Hamilton D.P., Jones I.D. et al. 2011. Derivation of lake mixing and stratification indices from high-resolution lake buoy data. *Environmental Modelling & Software* 26: 1325–1336. DOI: [10.1016/j.envsoft.2011.05.006](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2011.05.006)

Sahoo G.B., Forrest A.L., Schladow S.G. et al. 2015. Climate change impacts on lake thermal dynamics and ecosystem vulnerabilities. *Limnology and Oceanography* 61(2): 496–507. DOI: [10.1002/lno.10228](https://doi.org/10.1002/lno.10228)

Sharma S., Blagrove K., Magnuson J.J. et al. 2019. Widespread loss of lake ice around the Northern Hemisphere in a warming world. *Nature Climate Change* 9: 227–231. DOI: [10.1038/s41558-018-0393-5](https://doi.org/10.1038/s41558-018-0393-5)

Smirnov S.I., Zdorovenov R.E., Efremova T.V. et al. 2024. Parameters of Water Column Stability in a Small Polymictic Lake in Years of Different Weather Conditions. *Water Resources* 51(3): 299–313. DOI: [10.1134/S0097807824700817](https://doi.org/10.1134/S0097807824700817)

Stepanenko V.M., Jöhnk K.D., Machulskaya E. et al. 2014. Simulation of surface energy fluxes and stratification of a small boreal lake by a set of one-dimensional models. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 66: 21389. DOI: [10.3402/tellusa.v66.21389](https://doi.org/10.3402/tellusa.v66.21389)

Ulloa H.N., Wüest A., Bouffard D. 2018. Mechanical energy budget and mixing efficiency for a radiatively heated ice-covered waterbody. *Journal of Fluid Mechanics* 852: R1. DOI: [10.1017/jfm.2018.587](https://doi.org/10.1017/jfm.2018.587)

Ulloa H.N., Ramón C.L., Doda T. et al. 2022. Development of overturning circulation in sloping waterbodies due to

surface cooling. *Journal of Fluid Mechanics* 930: A18. DOI: [10.1017/jfm.2021.883](https://doi.org/10.1017/jfm.2021.883)

Volkov S., Bogdanov S., Zdorovenova G. et al. 2021. A Method for Estimation of Turbulence Fine-Scale Anisotropy Parameters from ADCP Data. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika* 14(1): 86–96. DOI: [10.7868/S2073667321010093](https://doi.org/10.7868/S2073667321010093)

Woolway R.I., Kraemer B.M., Lenters J.D. et al. 2020. Global lake responses to climate change. *Nature Review Earth Environment* 1: 388–403. DOI: [10.1038/s43017-020-0067-5](https://doi.org/10.1038/s43017-020-0067-5)

Woolway R.I., Merchant C.J. 2019. Worldwide alteration of lake mixing regimes in response to climate change. *Nature Geoscience* 12: 271–276. DOI: [10.1038/s41561-019-0322-x](https://doi.org/10.1038/s41561-019-0322-x)

Woolway R.I., Sharma S., Weyhenmeyer G.A. et al. 2021. Phenological shifts in lake stratification under climate change. *Nature Communications* 12: 2318. DOI: [10.1038/s41467-021-22657-4](https://doi.org/10.1038/s41467-021-22657-4)

Xie F., Lu P., Li Z. et al. 2022. A floating remote observation system (FROS) for full seasonal lake ice evolution studies. *Cold Regions Sciences and Technology* 199: 103557. DOI: [10.1016/j.coldregions.2022.103557](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2022.103557)

Yang B., Wells M.G., Li J. et al. 2020. Mixing, stratification, and plankton under lake-ice during winter in a large lake: Implications for spring dissolved oxygen levels. *Limnology and Oceanography* 65: 2713–2729. DOI: [10.1002/lno.11543](https://doi.org/10.1002/lno.11543)

Zdorovenov R., Gavrilenko G., Zdorovenova G. et al. 2016. Optical properties of Lake Vendyurskoe. *Geography, Environment, Sustainability* 3: 74–87. DOI: [10.15356/2071-9388_03v09_2016_05](https://doi.org/10.15356/2071-9388_03v09_2016_05)

Zdorovenova G., Palshin N., Efremova T. et al. 2018. Albedo of a Small Ice-Covered Boreal Lake: Daily, Meso-Scale and Interannual Variability on the Background of Regional Climate. *Geosciences* 8(6): 206. DOI: [10.3390/geosciences8060206](https://doi.org/10.3390/geosciences8060206)

Zdorovenova G., Palshin N., Golosov S. et al. 2021. Dissolved Oxygen in a Shallow Ice-Covered Lake in Winter: Effect of Changes in Light, Thermal and Ice Regimes. *Water* 13(17): 2435. DOI: [10.3390/w13172435](https://doi.org/10.3390/w13172435)

Zdorovenova G., Terzhevik A., Palshin N. et al. 2021. Seasonal change in heat flux at the water-bottom sediment boundary in a small lake. *Journal of Physics: Conference Series* 2131(3): 032080. DOI: [10.1088/1742-6596/2131/3/032080](https://doi.org/10.1088/1742-6596/2131/3/032080)