

Thermohydrodynamic processes in Lake Ladoga: 3D model verification

Zverev I.S.^{1,2}, Karetnikov S.G.¹, Pozdnyakov Sh.R.³, Golosov S.D.^{1,2*}

¹ Institute of Limnology RAS - St. Petersburg SPC RAS, 9 Sevastyanova Str., St. Petersburg, 196105, Russia

² Shirshov Institute of Oceanology RAS, 36 Nakhimovsky Prospekt, Moscow, 117997, Russia

³ Saint-Petersburg Branch RAS, 5 University Embankment, Saint-Petersburg, 199034, Russia

ABSTRACT. The results of adapting a three-dimensional mathematical model of the hydrodynamics of an inland sea to the conditions of Lake Ladoga are presented, followed by its verification using field and remote measurements. During adaptation, a spherical B-type computational grid with a spatial resolution of $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ was constructed. The equation of state for seawater was replaced by an equation for weakly mineralized water with a maximum density at a temperature close to 4°C . A procedure was implemented to calculate the inflow of heat and dissolved substances into the lake through liquid boundaries with the waters of tributaries. The flow of the Neva River was taken into account. Atmospheric forcing from NCEP/NCAR reanalysis with a spatial resolution of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ has been replaced with the European equivalent ERA5 with a resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Verification of the new model version was performed for three areas of the lake: the southern shallow area ($\leq 40 \text{ m}$), the central area ($\sim 50 \text{ m}$), and the northern deep area with depths up to 230 m . To assess the impact of climate change on thermohydrodynamic processes, calculations were performed from 1990 to 2020. Both contact measurements from the Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences and images from NOAA and MODIS Terra/Aqua satellites were used for verification. The verification results showed that the model adequately reproduces the main features of thermohydrodynamic processes in Lake Ladoga, namely: the vertical thermal structure of the lake's water mass, the beginning of the formation and spread of the vertical frontal zone - the thermobar. Accounting for inflow waters allows tracking their further distribution in the lake. Replacing atmospheric forcing has led to a significant improvement in calculations of ice conditions in the lake. The results of verification of the new version of the model should be considered satisfactory. Some shortcomings of the model have also been noted.

Keywords: Lake Ladoga, thermohydrodynamic processes, 3D mathematical modeling, temperature profile, ice cover, thermobar, satellite information

For citation: Zverev I.S., Karetnikov S.G., Pozdnyakov Sh.R., Golosov S.D. Thermohydrodynamic processes in Lake Ladoga: 3D model verification // Limnology and Freshwater Biology. 2025. - № 6. - P. 1249–1267. DOI: [10.31951/2658-3518-2025-A-6-1249](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2025-A-6-1249)

1. Introduction

One of the main problems in modern limnology is the adequate assessment of the mechanisms of variability of thermohydrodynamic (THD) processes in lakes, as well as the understanding of their future changes associated with global and regional climate change. Thermohydrodynamic processes largely determine the conditions for the functioning of aquatic ecosystems, thereby affecting water quality in water bodies. One effective method for studying THD processes is mathematical modeling.

Due to the large spatial extent of Lake Ladoga ($\sim 250 \times 130 \text{ km}$) the presence of sharp depth differences (maximum depth ~ 230 meters), coupled with a highly indented coastline, THD processes in the lake have a pronounced spatial and temporal heterogeneity. Therefore, the one-dimensional approach widely used in limnology (see, for example, the FLake model, www.lakemodel.net), which assumes that vertical variability of processes prevails over horizontal variability, is insufficient for their modeling. To correctly reproduce THD processes in Ladoga, it is necessary to use a 3D (three-dimensional) approach, which was initially

*Corresponding author. E-mail address: sergey.golosov@mail.ru (S.D. Golosov)

Received: September 24, 2025;

Accepted after revised: November 07, 2025;

Available online: December 25, 2025

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



widely used in meteorology and oceanography, and then in limnology. To date, there are a significant number of three-dimensional mathematical models developed specifically for lakes, or ocean models adapted to lake conditions. A detailed description of the history of the application of the three-dimensional approach in modeling different types of lakes is given in the monograph by Menshutkin V.V. (Menshutkin et al., 2013).

Among the three-dimensional lake models specially developed for Lake Ladoga, the model of the St. Petersburg Economic and Mathematical Institute of the Russian Academy of Sciences (Astrakhancev et al., 1986; 1987; 1992; 2003), which has been successfully used to solve THD and environmental problems for Lake Ladoga and Lake Onego. The biggest drawback of this model is that it does not take into account the direct impact of the atmosphere on the lake. The heat flux through the free surface of the lake is not calculated from the heat balance equation, but is estimated from direct estimates of changes in the heat content of the lake. The latter significantly limits the applicability of the model in solving problems related to the impact of regional climate variability on THD processes in lakes and their ecological status. In addition, the insufficient spatial resolution of the model did not allow the entire spectrum of hydrophysical processes in the lake to be reproduced. Currently, due to the reorganization of the scientific development team, this model is not available for use in further studies of Lake Ladoga.

In recent years, the mathematical model of internal sea hydrodynamics (MISH), developed at the Institute of Numerical Mathematics of the Russian Academy of Sciences (Ibraev, 2001; 2008), has become increasingly widespread (at least in the Russian Federation). The MISH was originally designed to reproduce THD processes in the Caspian Sea (Ibraev, 2008). Later, it was refined for studies of circulation in the World Ocean and its basins (Ushakov and Ibraev, 2018a; Ushakov and Ibrayev, 2018b).

Compared to the ocean, inland seas have a number of characteristics that must be taken into account when modeling them (Ibraev, 2008). An important element of the THD of inland seas is the presence of intra- and interannual variability in water surface levels as a response of the water body to a non-zero water balance. In addition, water exchange through liquid lateral boundaries (river inflow and outflow) is important in inland seas, as it affects the formation of the thermal regime and chemical composition of the main water mass. Another important feature of inland seas is that global (basin) circulation is superimposed by movements of smaller spatial and temporal scales – synoptic and topographic, which requires the entire spectrum of movements to be described in the model. The latter requires the construction of higher spatial resolution grids for inland seas.

In this work, due to the similarity of Lake Ladoga to an inland sea in terms of the above characteristics (Filatov and Balagansky, 2021; Filatov and Rumyantsev, 2021), an attempt has been made to adapt the first version of the MISH, which has been successfully tested in the Caspian Sea, to the conditions of the

freshwater Lake Ladoga, and the results of its verification based on field observations at Lake Ladoga and available satellite information are presented.

2. Materials and methods

In the MISH, the system of three-dimensional equations of thermohydrodynamics of the internal sea is approximated in the hydrostatic and Boussinesq approximations on a spherical grid of type *B* using the finite volume method in vertical z-coordinates (Marshall et al., 1997). The model has transitioned from a “rigid cover” condition to a description of a free sea surface, which allows for the description of the propagation of fast barotropic motions, as well as the variability of sea level depending on the variability of the water balance (Ibraev, 2008). The main characteristics of the model are given in Table 1.

Thus, Table 1 shows that the following changes were made to the model during the adaptation of the MISH to the conditions of Lake Ladoga:

- a high-resolution spherical calculation grid of type *B* ($\approx 1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$) was constructed;
- the sea water state equation was replaced with a weakly mineralized water state equation that takes into account the maximum density at a temperature close to 4°C ;
- a procedure was implemented to calculate the inflow of heat and dissolved substances into the lake through liquid boundaries with tributary waters, as well as the outflow of the Neva River;
- atmospheric forcing from NCEP/NCAR reanalysis with a spatial resolution of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ has been replaced with the European equivalent ERA5 with a higher resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.
- the sea ice formation model uses freshwater parameters (density, freezing temperature, latent heat of fusion of ice, heat capacity of ice). The salinity of sea ice has been replaced with the mineralization of freshwater.

Calculations were made for the entire lake area for the period from 1990 to 2020, but verification was carried out for three areas: the northern area (with depths of more than 200 meters, station 105 area), central (50–60 meters, station 55 area) and shallow southern with depths up to 40 meters (station 25 area). Figure 1b shows the location of the stations selected for model verification. These stations were selected for verification because they have been included in the mandatory field research program of the Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences since the mid-1960s. Over the years, a significant amount of factual material has been accumulated at these stations.

Vertical thermal sounding data during the open water period was used to verify the model, as well as year-round satellite observations of ice conditions and the spatial distribution of surface water temperature in Lake Ladoga from 1990 to 2020.

To verify the MISH in terms of the quality of ice conditions and thermal bar reproduction, images obtained from NOAA satellites (<https://www.class.ngdc.noaa.gov>) and MODIS Terra/Aqua [<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>] were used. All of these satellites are equipped with high-resolution multispectral instruments (AVHRR) that can calculate water surface temperature. The satellites fly over Lake Ladoga several times a day. To verify the model, images obtained during daylight hours when there was no cloud cover over the lake were used. To reduce atmospheric correction, images with the object located nadirally in the image were selected. The atmospheric influence on the thermal radiation of the water surface was taken into account using the method developed by the Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, which utilizes the difference in the atmospheric influence on the passage of thermal radiation from the underlying surface in different parts of the thermal spectral range (Zakharov et al., 1993).

3. Results and discussion

3.1. Atmospheric forcing and ice conditions in the lake.

The initial meteorological information used in the MISH was based on NCEP/NCAR reanalysis data (a joint project of the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) and Atmospheric Research (NCAR), USA), (www.cdc.noaa.gov). The data from this reanalysis is presented on a regular grid of 2.5 degrees latitude and longitude, which does not allow for the spatial heterogeneity of meteorological parameters over the lake area to be taken into account. As an alternative to the NCEP/NCAR reanalysis, the ERA5 reanalysis from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) was used to model the atmospheric impact on the lake. ERA5 is the fifth generation of ECMWF reanalysis, representing a further modernization of the well-established ERA Interim reanalysis of global climate and weather over the past decades. The spatial resolution of the ERA5 reanalysis used in this study is 0.25° on a regular grid of latitudes and longitudes. Figure 1a shows the coverage of Lake Ladoga by the grids of both reanalyses.

The replacement of atmospheric effects on the lake was primarily due to the fact that model calculations showed unsatisfactory reproduction of ice conditions when using NCEP/NCAR reanalysis. This is mainly due to the underestimation of air temperature in the winter months compared to weather station data. As an example, Figure 2 shows a comparison of data from both reanalyses with meteorological observations in Petrokrepost Bay in different seasons of the year. The same figure also shows the results of ice thickness calculations based on reanalysis data in the same bay. There is clearly a significant underestimation of

Table 1. Main characteristics of the MISH

Model title	Model of Inland Sea Hydrodynamics (MISH)
Bottom topography	Data from the Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences
Horizontal grid	Spherical grid B (Marshall et al., 1997)
Horizontal resolution*	$\Delta\phi = 0.54'$, $\Delta\lambda = 1.08'$ ($\approx 1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$)
Vertical grid	z -coordinate
Vertical resolution*	$\Delta z = 2 \text{ m}$ at $0 \leq z < 5$ $\Delta z = 2.5 \text{ m}$ at $5 \leq z < 10$ $\Delta z = 5 \text{ m}$ at $10 \leq z < 40$ $\Delta z = 10 \text{ m}$ at $40 \leq z < 50$ $\Delta z = 25 \text{ m}$ at $50 \leq z < 225$
Parameterization of vertical turbulence	Munk-Anderson scheme (Munk and Anderson, 1948)
Parameterization of horizontal turbulence for momentum	Smagorinsky's scheme (Smagorinsky et al., 1965)
Horizontal turbulence scheme	$K_h = \text{const} = 5 \text{ m}^2/\text{s}$
Solution method	The solution is divided into two parts: the solution of 3D equations for baroclinic motions and the solution of 2D shallow water equations for barotropic motions (Ibrayev, 2001).
Convection	Convection "adjustment"
Equation of state *	(Chen and Millero, 1986)
Wind friction stress	According to Launiainen and Vihma (1990)
Heat fluxes on the lake surface:	ERA5 reanalysis
1) Shortwave radiation*	
2) Long-wave radiation: a) incoming* b) outgoing	ERA5 reanalysis Stefan-Boltzmann law
3) Explicit heat flux	According to Launiainen and Vihma (1990)
4) Latent heat flux	According to Launiainen and Vihma (1990)
Bottom friction	Parameterization of bottom friction (Ibrayev and Trukhachev, 1998)
Ice model*	The Hibler sea ice model (Hibler, 1980). No ice drift. Freshwater parameters (density, freezing point, latent heat of fusion, and heat capacity of ice) were used in ice formation calculations. Sea ice salinity was replaced by freshwater mineralization.
Tributaries *	Specified volumetric discharges, heat and matter fluxes from inflowing rivers
Time step	300 s
Calculation time for 1 model year on a laptop with an Intel Core i5 2.6GHz x 4 configuration with the specified calculation grid parameters	8 hours

Note: * - parameters and schemes changed at the adaptation of the MISH to the conditions of Lake Ladoga.

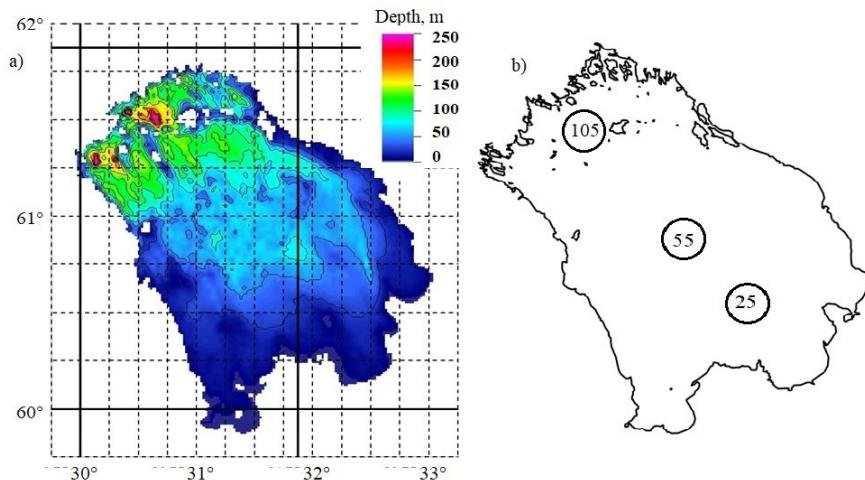


Fig.1. (a) – Topography of the Lake Ladoga bottom used in the calculations, and coverage of the Lake Ladoga water area by the NCEP/NCAR (solid lines) and ERA5 (dashed lines) reanalysis grids. (b) – Location of the observation station areas selected for model verification.

air temperature by the NCEP/NCAR reanalysis in the winter months, which is reflected in the calculation of ice thickness, which, according to observations, ranges from 0.5 to 0.7 m in the bay (Lake Ladoga. Atlas, 2002).

Due to complex hydrometeorological conditions on Lake Ladoga during the ice season, no contact observations are conducted in the lake's water area. The ice situation is assessed either by observations at coastal weather stations or by remote sensing data. Figure 3 shows examples of MISH verification using satellite data on the temporal dynamics of ice cover on Lake Ladoga in 2001. The model calculations were performed with two atmospheric forcing. As noted above, the NCEP reanalysis with a 2.5-degree grid, which is coarse for lake scales, reproduces ice processes in the lake extremely poorly. The data in Fig. 3 confirm this. As of March 13, according to satellite data and calculations using the ERA5 reanalysis, the northern part of the lake is still ice-free, while the calculation with the NCEP reanalysis shows that the lake is completely covered with ice. The same is true for ice melt calculations. As of April 25, satellite data and ERA5 calculations

show the lake surface to be ice-free. The NCEP reanalysis calculation, on the other hand, leaves a good half of the lake under ice. Accordingly, the timing of ice melt on the lake is shifting to June, which has never happened in the history of observations on Lake Ladoga.

At the same time, the ERA5 calculation at least qualitatively coincides with satellite information. Fig. 4 shows the results of assessing the degree of ice coverage of the lake surface based on satellite and model data in the form of long-term dynamics of the relative ice cover index of Lake Ladoga (RCI), proposed in the paper (Karetnikov and Naumenko, 2013). The index is the ratio of the total area under the curve of lake ice cover change for a specific winter season to the area bounded by the median values calculated from all available observations.

There is a noticeable, almost systematic discrepancy in the assessment of minimum RCI index values between satellite and model data, while the maximum values are similar in magnitude. Such differences in assessments may be related to differences between the minimum sensitivity threshold of the image interpre-

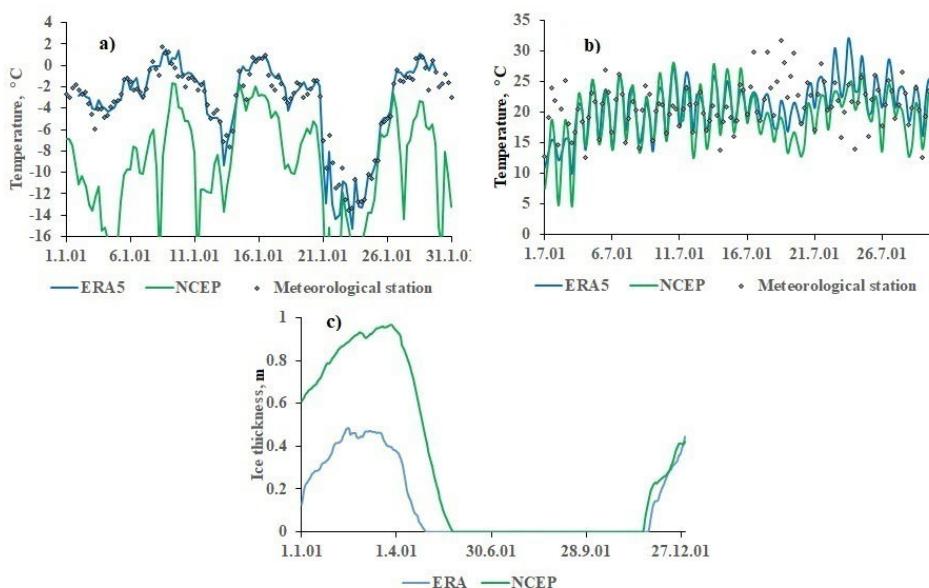


Fig.2. Air temperature in winter and summer 2001 in Petrokrepost Bay in accordance with meteorological reanalysis data (a) and (b), and seasonal variability of ice thickness according to modeling data (c).

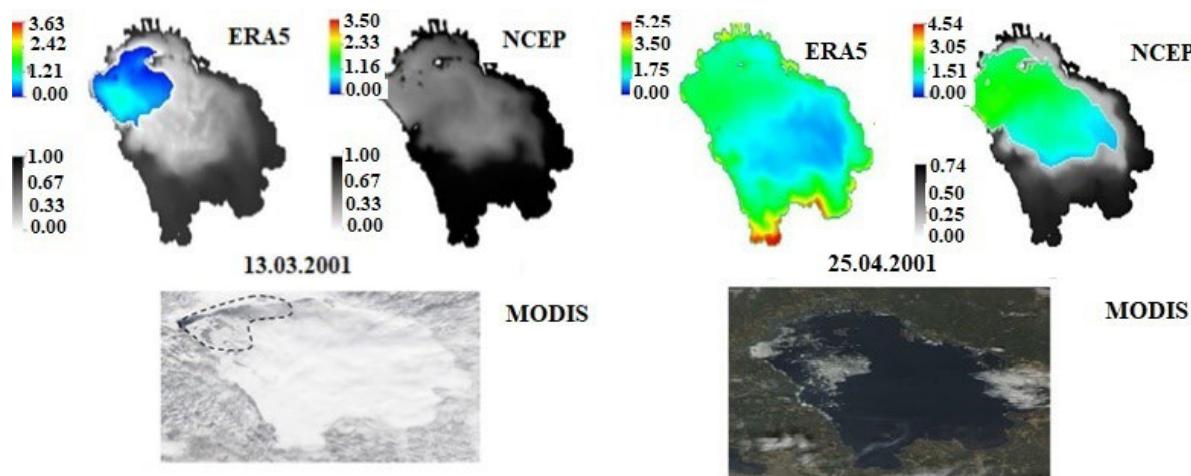


Fig.3. Water surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) – color area and ice thickness (m) – black-and-white area on March 13 and April 25, 2001, calculated using NCEP/NCAR and ERA5 reanalysis data, as well as lake surface images obtained from the Modis satellite. The dotted line shows the position of the ice edge based on the satellite image.

tation method and the minimum ice thickness value specified in the model. In the model, the minimum ice thickness can be set to any small number, while the image interpretation method involves determining the presence/absence of ice based on the color range of the underlying surface in the image. If the underlying surface is a field of thin transparent ice, it is identified as water during interpretation. Therefore, in the model, the ice cover at the beginning of the ice season occupies a larger area compared to satellite data. The results of a numerical model experiment performed with an increased minimum ice thickness value (5 cm) are shown in Fig. 4 as a dotted line. The experimental data showed that the discrepancies in the RICI index values obtained from the model and from image interpretation were significantly reduced.

In addition, RICI variability can serve as an indirect indicator of climate change in the region during the winter period. It is difficult to identify any significant trends in the temporal dynamics of the index in Fig. 4. However, dividing the time interval under consideration into parts allows us to conclude that since approximately the early 2000s, there has been a downward trend in the temporal dynamics of RICI, i.e., the ice cover of Lake Ladoga is decreasing. The latter indicates a warming of the regional climate in the winter period. Figure 5 shows the results of the temporal dynamics of RICI for the periods 1990–2002 and 2002–2020, obtained from the model and from the interpretation of satellite images.

Thus, the correspondence between satellite and model data, at least in terms of the degree of ice coverage of the lake surface, appears to be satisfactory.

3.2. Vertical thermal structure of the lake

When comparing simulation results with field observation data, it should be borne in mind that the measured temperature profiles cannot be obtained at a point with the same strictly fixed geographical coordinates. This is due to the specifics of taking measurements from a research vessel, which, for various reasons (error in determining the coordinates of the measurement point, drift of the vessel during operation, etc.), cannot be positioned with absolute accuracy in the same place on different dates. The spread in the coordinates of the measurement points is small, but can reach hundreds of meters, which is insignificant in terms of the scale of the entire lake. Nevertheless, given the complex relief of the lake bottom, even a small spread in station coordinates can lead to a spread in the depth of the measurement location. Therefore, when comparing simulation data with field data, it is appropriate to talk about the model reproducing the vertical temperature distribution not at a strictly defined observation station, but in its vicinity.

To assess the quality of the MISH reproduction of the vertical thermal structure in Lake Ladoga in different seasons of the year, the years with the highest reliability of field observations were selected from the database of the Institute of Limnology. It should be noted that all observations refer to periods of open

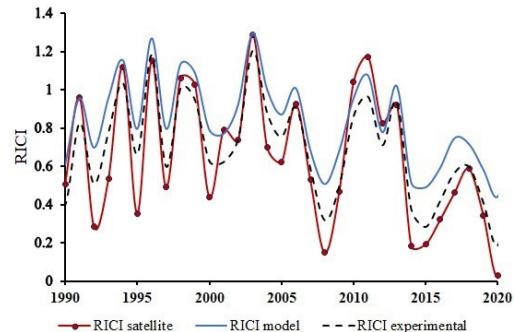


Fig.4. Long-term variability of the ice coverage index of Lake Ladoga. The red line with markers represents satellite imagery data, the solid blue line represents modeling results, and the dotted line represents experimental calculation results.

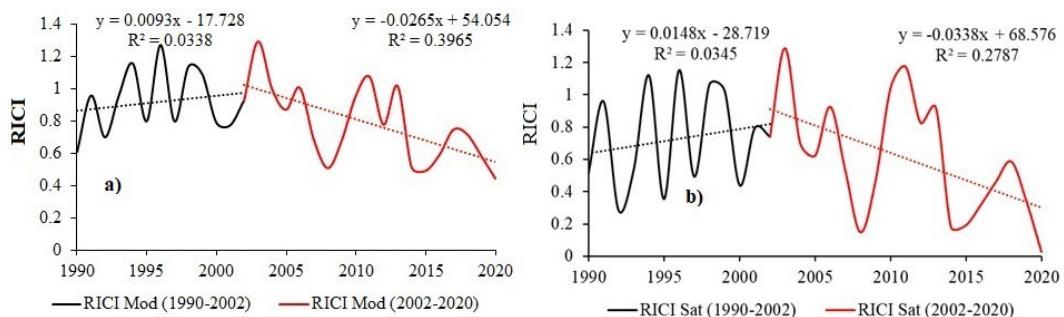


Fig.5. Variability of the ice cover index of Lake Ladoga RICI in different periods: a) – modeling results, b) – satellite image data.

water. Winter observations were not carried out due to the complex ice conditions on the lake. Fig. 6 shows the results of calculations of the vertical distribution of water temperature in the lake for the three selected stations during the summer warming of the lake (June–August) and developed autumn convection (October) at the beginning and end of the entire calculation period.

Despite the generally satisfactory agreement between the calculated and measured profiles, it should be noted that the model best reproduces the temperature profile at all stations when there is a pronounced upper mixed layer (UML) of wind or convective origin in the lake. In cases where the water mass in the upper layers is stably stratified, the model gives underestimated temperature values. This may be due to the fact that the model does not calculate the temperature directly at the water surface. Due to the peculiarities of the calculation grid, the first calculated temperature value is at a depth of 1 m. With stable stratification of the surface layer, the temperature difference between

the surface and a depth of 1 m can reach several degrees. Conversely, with a pronounced upper mixed layer, this circumstance does not play a role – the temperature in the UML is practically uniform vertically. This can be seen at all “October” stations in both 1991 and 2018. Another drawback of the model is the lack of a complete equation for density convection. Instead, a so-called “convective adjustment” is used, which is triggered when the density of water in the upper cell becomes greater than that in the lower cell. The model then automatically equates the temperature to the average value for both calculation cells. This procedure is justified for small vertical cell sizes. With large dimensions, a situation may arise where, under natural conditions, convective mixing has not reached a depth corresponding to the dimensions of the lower cell, but the temperature in it is already considered average for the two cells. An example of such a situation is shown in Fig. 7.

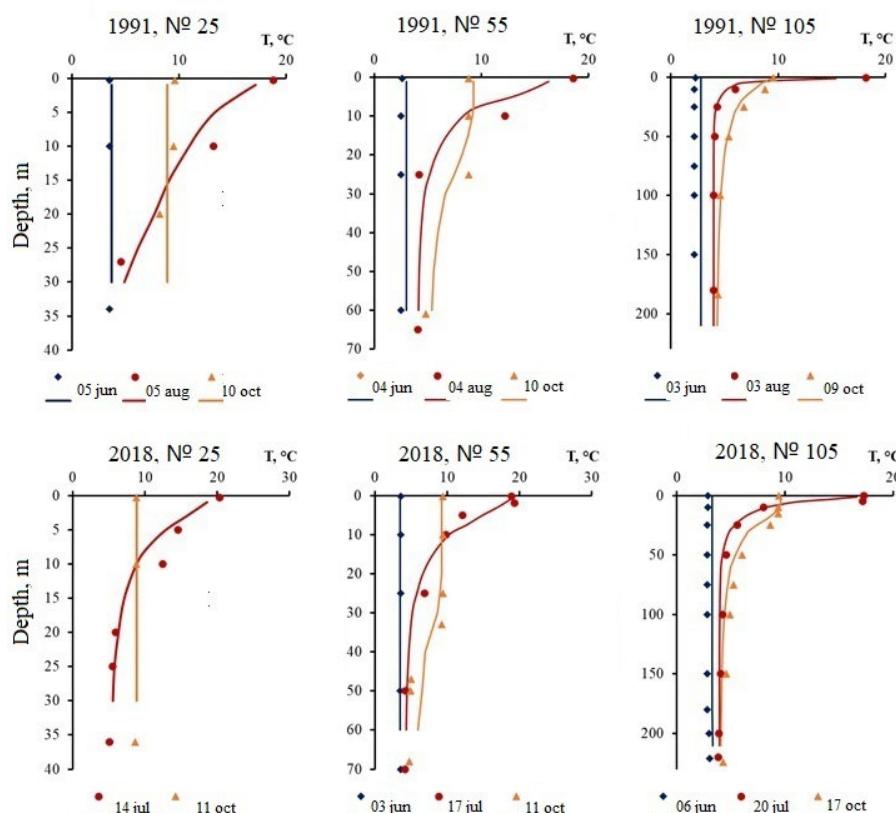


Fig.6. Calculated (lines) and measured (symbols) vertical temperature profiles in Lake Ladoga for different stations.

3.3. Thermal bar (thermobar)

One of the “hallmarks” of freshwater bodies is the thermobar, a vertically oriented frontal zone that occurs when the water mass is heated/cooled to temperatures close to the maximum density temperature $T_{\max} = 3.98 \text{ }^{\circ}\text{C}$. The nature of the thermobar is as follows. In spring, when the water begins to warm up, the shallow coastal zone of the reservoir warms up faster than the deep-water zone away from the shore. The temperature field becomes horizontally heterogeneous. Due to the peculiarity of the equation of state of fresh water – the presence of a maximum density temperature – the density stratification on both sides of the maximum density isotherm behaves differently: stable density stratification is observed in the shallow zone and unstable stratification in the deep zone, where at a water temperature $T < T_{\max}$, density convection develops with a strong downward current in a narrow strip between the zones. The corresponding frontal boundary of the division is called a thermal bar. As the water body warms up, the thermal bar shifts toward the deep water zone. This process continues until the temperature of the cold deep water zone reaches T_{\max} . A similar phenomenon can be observed in autumn: the shallow coastal zone cools faster than the deep water zone. Its temperature drops below the maximum density temperature earlier. Further cooling of the lake, while maintaining the thermal convective regime in the deep water zone, leads to the formation of hydrostatically stable stratification in shallow water.

As a frontal zone, the thermobar slows down the exchange processes between coastal and deep-water masses, thereby exerting a significant influence on THD processes and the ecological state of the water body. It is precisely because of the thermobar that biogenic elements accumulate in coastal areas, ensuring high biological productivity. On the other hand, the thermobar

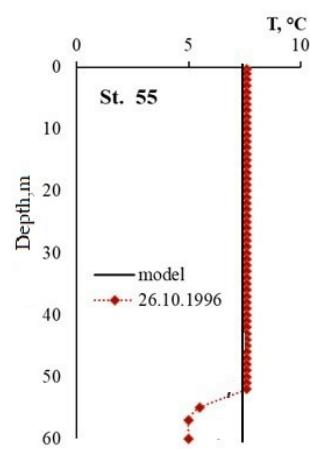


Fig.7. Example of incorrect reproduction of the temperature profile in the near bottom zone at station 55 on October 26, 1996. Symbols – sounding data, black line – calculation according to the model.

contributes to the accumulation of pollutants in shallow water areas, which worsens their ecological condition. Thus, the thermobar plays an important role in both THD processes and ecological processes in water bodies. The fact that the physics of thermobar is related to the temperature of maximum water density makes its identification in space and time quite convenient. To determine the time of formation and degradation of the thermobar, as well as its distribution across the water area, it is necessary to determine the location of the 4-degree isotherm on the surface of the water body based on contact measurements or using remote sensing methods. In addition, in the modeling of lake systems, the ability of the model to correctly reproduce the thermobar is a good criterion for its quality.

Figure 8 shows the results of determining the position of the thermobar based on the results of modeling and processing satellite images.

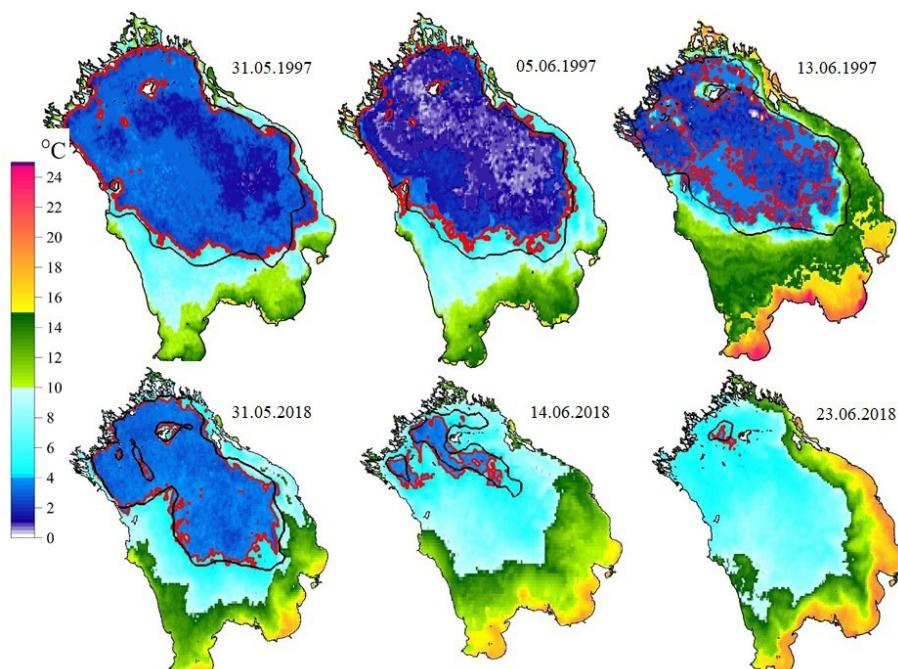


Fig.8. Distribution of the thermal bar in Lake Ladoga in the spring and early summer of 1997 and 2018. The red line shows the thermal bar position based on satellite images; the black line shows the model calculation. The color scale shows the water temperature ($^{\circ}\text{C}$).

The data in Fig. 8 show that the model reproduces the distribution of thermobar across the lake area in a qualitatively and quantitatively satisfactory manner. The position of the front in the deep northern part of the lake almost exactly coincides with remote sensing data. This is quite understandable. At great depths, the water mass warms up very slowly, as a result of which the thermobar forms late. The differences observed in the shallower areas of the lake are explained by the fact that the formation and movement of the thermobar is determined not only by the proximity of the water temperature to the maximum density temperature, but also largely by the topography of the bottom. In the model, the bottom relief of the lake is approximated by rectangular cells, which naturally introduces errors in the reproduction of the true relief, leading to differences between the model and remote sensing data.

Of particular interest is the dynamics of the temporal parameters of the frontal zone, namely, the start and end dates of the thermal bar in the lake, as well as its duration. Figure 9 shows the results of model calculations and satellite image interpretation, demonstrating the temporal variability of these parameters between 1994 and 2020. From 1990 to 1993, the Institute of Limnology's database does not contain satellite images of the surface of Lake Ladoga at the necessary points in time.

Based on the results of modeling and satellite imagery data, it is impossible to draw a definitive conclusion about the temporal dynamics of the parameters of the thermobar passing through the lake's water area. According to the results of satellite image processing, there is a slight negative trend in the start and end dates of the thermal bar. Modeling results did not reveal such trends. At the same time, the duration of the thermobaric passage through the lake area remains constant according to both satellite and model data. Thus, based on indirect evidence, there is no reason to speak of a warming of the regional climate during the

open water period, in contrast to the ice period, where ice index values tend to decrease.

4. Conclusion

This paper presents the results of adapting a three-dimensional mathematical model of the hydrodynamics of an inland sea to the conditions of Lake Ladoga, followed by its verification using field and remote measurements. Replacing atmospheric forcing led to a significant improvement in calculations of the ice situation in the lake. The long-term temporal dynamics of the relative ice index of Lake Ladoga (RICI) have been calculated. The negative trend in the dynamics of the index over the last 20 years indicates a softening of winter conditions in the Lake Ladoga region.

The verification results showed that the model adequately reproduces the vertical thermal structure of the lake water mass, with the exception of isolated cases when reproducing the temperature profile in the bottom layers under autumn-winter convection conditions. This shortcoming of the model can be eliminated either by using a full-fledged submodel describing convective mixing, which will complicate the already complex 3D model, or by changing the vertical resolution of the model, which will increase the computational costs of the calculations.

The results of the thermobar modelling—an important phenomenon both in terms of the thermo-hydrodynamics of the lake and the functioning of its aquatic ecosystem—were close to those obtained from the interpretation of satellite images.

In the future, it is planned to further use the model to study a wide range of thermohydrodynamic and ecological processes in Lake Ladoga. These include the formation, development, and degradation of upwelling/downwelling processes, the spread of tributary waters in the lake's water area, and the prediction of the consequences of possible man-made disasters,

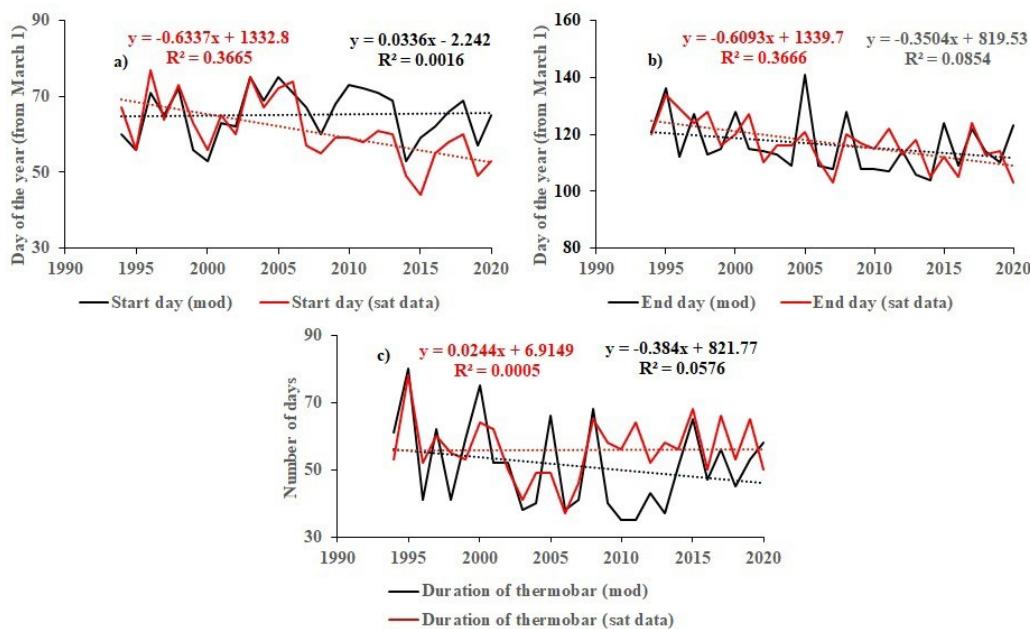


Fig.9. The start (a), end (b) and duration (c) of the thermal bar in Lake Ladoga in the period from 1994 to 2020. The modeling results are shown in black, and the results of satellite image interpretation are shown in red.

etc. In addition, it is expected that the MISH will be supplemented with appropriate modules to describe chemical and biological processes, which will allow it to be used as a model of the lake's ecosystem.

Acknowledgements

The study supported by grants from the Russian Science Foundation (project No. 23-17-20010) and the St. Petersburg Science Foundation (project No. 23-17-20010)

Conflict of interest

The authors declare that they have no competing interests

References

- Astrakhancev G.P., Rukhovec L.A. 1986. Discrete hydrothermodynamic model of climatic circulation in a deep lake. Vychislitel'nye protsessy i sistemy [Computational Systems and Processes] 4: 135–178. (in Russian)
- Astrakhancev G.P., Egorova N.B., Rukhovec L.A. 1987. Numerical modeling of the year-round circulation of deep lakes. Doklady AN SSSR [Reports of the Academy of Sciences of the USSR] 296: 1331–1334. (in Russian)
- Astrakhancev G.P., Menshutkin V.V., Pisulin I.V. et al. 1992. Mathematical model for studying the reaction of the Ladoga Lake ecosystem to changes in anthropogenic load. SPb.: Preprint of the Association of Scientists "Future of SPb". (in Russian)
- Astrakhancev G.P., Menshutkin V.V., Petrova N.A. et al. 2003. Modeling of ecosystems of large stratified lakes. SPb.: Nauka. (in Russian)
- Chen C.T.A., Millero F.J. 1986. Precise thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range. Limnology and Oceanography 31: 657–662. DOI: [10.4319/lo.1986.31.3.0657](https://doi.org/10.4319/lo.1986.31.3.0657)
- Filatov N.N., Balagansky A.F. 2021. Estimation of water balance elements. In: Kondratyev S.A., Pozdnyakov Sh.R., Rumyantsev V.A. (Eds.). Current state and problems of anthropogenic transformation of the Ladoga Lake ecosystem under changing climate conditions. Moscow, pp. 177–182. (in Russian)
- Filatov N.N., Rumyantsev V.A. 2021. Water level variability and its forecasting. In: Kondratyev S.A., Pozdnyakov Sh.R., Rumyantsev V.A. (Eds.). Current state and problems of anthropogenic transformation of the Ladoga Lake ecosystem under changing climate conditions. Moscow, pp. 182–193. (in Russian)
- Hibler W. 1980. Modeling a variable thickness sea ice cover. Monthly Weather Review 1: 1943–1973. DOI: [10.1175/1520-0493\(1980\)108<1943:MAVTSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<1943:MAVTSI>2.0.CO;2)
- Ibrayev R.A. 2001. Model of enclosed and semi-enclosed sea hydrodynamics. Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling 16(4): 291–304. DOI: [10.1515/rnam-2001-0404](https://doi.org/10.1515/rnam-2001-0404)
- Ibraev R.A. 2008. Mathematical modeling of thermo-hydrodynamic processes in the Caspian Sea. M.: Geos. (in Russian)
- Ibrayev R.A., Trukhachev D.I. 1998. Model study of the seasonal variability of the Black Sea circulation. NATO TU-Black Sea project ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea, symposium on scientific results. Kluwer Academic Publishers 2: 212–217.
- Karetnikov S.G., Naumenko M.A. 2013. Ice regime. In: Rumyantsev V.A., Kondrat'ev S.A. (eds.). Ladoga. SPb., pp. 152–163. (in Russian)
- Lake Ladoga. Atlas. 2002. In: Rumyantsev V.A. (Ed.) SPb.: Russian Academy of Sciences. Institute of Limnology RAS. (in Russian)
- Launiainen J., Vihma T. 1990. Derivation of turbulent surface fluxes – an iterative flux-profile method allowing arbitrary observing heights. Environmental Software 5: 113–124. DOI: [10.1016/0266-9838\(90\)90021-W](https://doi.org/10.1016/0266-9838(90)90021-W)
- Marshall J., Adcroft A., Hill C. et al. 1997. A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers. Journal of Geophysical Research: Oceans 102: 5753–5766. DOI: [10.1029/96JC02775](https://doi.org/10.1029/96JC02775)
- Menshutkin V.V., Rukhovec L.A., Filatov N.N. 2013. State and prospects of development of modeling of freshwater lake ecosystems. Use of models for solving problems of preservation of their water resources. SPb.: Nestor history. (in Russian)
- Munk W.H., Anderson E.R. 1948. Note on theory of the thermocline. Journal of Marine Research 7: 276–295. URL: https://elischolar.library.yale.edu/journal_of_marine_research/667
- Smagorinsky J., Manabe S., Holloway J.I. 1965. Numerical results from a nine level general circulation model of the atmosphere. Monthly Weather Review 93: 727–768. DOI: [10.1175/1520-0493\(1965\)093<0727:NRFANL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1965)093<0727:NRFANL>2.3.CO;2)
- Ushakov K.V., Ibraev R.A. 2018a. Investigation of inter-annual variability and heat budget of an eddy-resolving numerical model reproducing tropical instability waves in the Pacific Ocean. Meteorologiya i gidrologiya [Meteorology and Hydrology] 11: 110–120. (in Russian)
- Ushakov K.V., Ibrayev R.A. 2018b. Assessment of mean world ocean meridional heat transport characteristics by a high-resolution model. Russian Journal of Earth Sciences 18: ES1004. DOI: [10.2205/2018ES000616](https://doi.org/10.2205/2018ES000616)
- Zakharov M.Yu., Lupyan E.A., Mazurov A.A. 1993. NOAA satellite series AVHRR instrument data processing program for personal computers. Earth Exploration from Space 4: 62–68. (in Russian)

Термогидродинамические процессы в Ладожском озере: верификация 3D модели

Оригинальная статья

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGY

Зверев И.С.^{1,2}, Картников С.Г.¹, Поздняков Ш.Р.³, Голосов С.Д.^{1,2,*}

¹ Институт озероведения РАН – СПб ФИЦ РАН, ул. Севастьянова, 9, Санкт-Петербург, 196105, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский проспект, 36, Москва, 117997, Россия

³ Санкт-Петербургское отделение РАН, Университетская набережная, 5, Санкт-Петербург, 199034, Россия

АННОТАЦИЯ. Представлены результаты адаптации к условиям Ладожского озера трехмерной математической модели гидродинамики внутреннего моря с последующей ее верификацией по данным натурных и дистанционных измерений. При адаптации построена сферическая расчетная сетка типа *B* с пространственным разрешением 1 км × 1 км. Уравнение состояния морской воды заменено на уравнение слабоминерализованной воды с максимумом плотности при температуре, близкой к 4 °C. Реализована процедура расчета поступления тепла и растворенных веществ в озеро через жидкие границы с водами притоков. Учен сток реки Невы. Атмосферный форсинг из реанализа NCEP/NCAR с пространственным разрешением 2,5° × 2,5° заменен на европейский аналог ERA5 с разрешением 0,25° × 0,25°. Верификация новой версии модели выполнена для трех районов озера - южного мелководного (≤ 40 м), центрального (~ 50 м) и северного глубоководного с глубинами до 230 м. Для оценки влияния климатических изменений на термогидродинамические процессы расчеты проводились с 1990 по 2020 г. Для верификации использовались как данные контактных измерений Института озероведения РАН, так и снимки со спутников NOAA и MODIS Terra/Aqua. Результаты верификации показали, что модель адекватно воспроизводит основные особенности термогидродинамических процессов в Ладожском озере, а именно: вертикальную термическую структуру водной массы озера, начало формирования и распространения вертикальной фронтальной зоны - термобара. Учет вод притоков позволяет проследить их дальнейшее распространение в озере. Замена атмосферного форсинга привела к значительному улучшению расчетов ледовой обстановки в озере. Результаты верификации новой версии модели следует признать удовлетворительными. Также отмечены и недостатки модели.

Ключевые слова: Ладожское озеро, термогидродинамические процессы, 3D математическое моделирование, профиль температуры, ледовитость, термобар, спутниковая информация

Для цитирования: Зверев И.С., Картников С.Г., Поздняков Ш.Р., Голосов С.Д. Термогидродинамические процессы в Ладожском озере: верификация 3D модели // Limnology and Freshwater Biology. 2025. - № 6. - С. 1249-1267. DOI: [10.31951/2658-3518-2025-A-6-1249](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2025-A-6-1249)

1. Введение

Одной из основных проблем современной лимнологии является адекватная оценка механизмов изменчивости термогидродинамических (ТГД) процессов в озерах, а также представление об их будущих изменениях, связанных с глобальными и региональными изменениями климата. Термогидродинамические процессы во многом определяют условия функционирования водной экосистемы, влияя тем самым на качество воды в водоемах. Одним из эффективных методов исследования ТГД процессов является математическое моделирование.

Ввиду большой пространственной протяженности Ладожского озера ($\sim 250 \times 130$ км), наличия в нем резких перепадов глубин (максимальная глубина ~ 230 метров), сопряженных с высокой степенью изрезанности береговой линии, ТГД процессы в озере имеют ярко выраженную пространственно-временную неоднородность. Поэтому для их моделирования недостаточно применения широко распространенного в лимнологии одномерного подхода (см, например, модель FLake, www.lakemodel.net), в рамках которого считается, что вертикальная изменчивость процессов превалирует над горизонтальной. Для корректного воспроизведения ТГД

*Автор для переписки. Адрес e-mail: sergey.golosov@mail.ru (С.Д. Голосов)

Поступила: 24 сентября 2025;

Принята после доработки: 07 ноября 2025;

Опубликована online: 25 декабря 2025

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



процессов в Ладоге необходимо применение 3D (трехмерного) подхода, который изначально получил широкое распространение в метеорологии и океанологии, а затем и в лимнологии. К настоящему времени количество трехмерных математических моделей, разработанных специально для озер, либо океанских моделей, адаптированных к озерным условиям, является весьма значительным. Подробное описание истории применения трехмерного подхода в моделировании разнотипных озер приведено в монографии Меншуткина В.В. (Меншуткин и др., 2013).

Среди озерных трехмерных моделей, специально разработанных для Ладожского озера, в первую очередь необходимо отметить модель Санкт – Петербургского Экономико-Математического Института РАН (Астраханцев и др., 1986; 1987; 1992; 2003), которая небезуспешно применялась для решения ТГД и экологических задач для Ладожского и Онежского озер. Самым большим недостатком данной модели является то, что в ней отсутствует учет непосредственного воздействия атмосферы на озеро. Тепловой поток через свободную поверхность озера не рассчитывается из уравнения теплового баланса, а оценивается из прямых оценок изменения теплосодержания озера. Последнее существенно ограничивает применимость модели при решении задач о влиянии изменчивости регионального климата на ТГД процессы в озерах и их экологическое состояние. Кроме того, недостаточное пространственное разрешение модели не позволяло воспроизвести весь спектр гидрофизических процессов в озере. В настоящее время ввиду реорганизации научной группы-разработчиков, данная модель недоступна для использования в дальнейших исследованиях Ладожского озера.

В последние годы все большее распространение (по крайней мере, в Российской Федерации) получает математическая модель гидродинамики внутреннего моря (МГВМ), разработанная в Институте вычислительной математики РАН (Ибраев, 2001; 2008). МГВМ изначально была предназначена для воспроизведения ТГД процессов в Каспийском море (Ибраев, 2008). Позднее она была доработана для исследований циркуляции в Мировом океане и его бассейнах (Ушаков и Ибраев, 2018; Ushakov and Ibrayev, 2018).

По сравнению с океаном внутренние моря обладают рядом особенностей, которые необходимо учитывать при их моделировании (Ибраев, 2008). Так важным элементом ТГД внутренних морей является наличие в них внутри- и межгодовой изменчивости уровня поверхности воды как реакции водоема на ненулевой водный баланс. Кроме того, во внутреннем море важен обмен водами через жидкие боковые границы (приток и сток рек), что влияет на формирование термического режима и химического состава основной водной массы. Также важной особенностью внутренних морей является то, что в них на глобальную (бассейновую) циркуляцию накладываются движения меньших простран-

ственно-временных масштабов – синоптических и топографических, что требует описания в модели всего спектра движений. Последнее требует построения для внутренних морей сеток более высокого пространственного разрешения.

В настоящей работе из соображений схожести Ладожского озера по перечисленным выше признакам с внутренним морем (Филатов и Балаганский, 2021; Филатов и Румянцев, 2021) предпринята попытка адаптации к условиям пресноводного Ладожского озера первой версии МГВМ, прошедшей успешную апробацию на Каспийском море, а также приводятся результаты ее верификации по данным натурных наблюдений на Ладожском озере и доступной спутниковой информации.

2. Материалы и методы

В МГВМ система трехмерных уравнений термогидродинамики внутреннего моря аппроксимируется в приближениях гидростатики и Буссинеска на сферической сетке типа *B* методом конечных объемов в вертикальных *z* – координатах (Marshall et al., 1997). В модели осуществлен переход от условия «жесткой крышки» к описанию свободной поверхности моря, что позволяет описывать распространение быстрых баротропных движений, а также изменчивость уровня воды в море в зависимости от изменчивости водного баланса (Ибраев, 2008). Основные характеристики модели приведены в Таблице 1.

Таким образом из данных Таблицы 1 следует, что в процессе адаптации МГВМ к условиям Ладожского озера в модель были внесены следующие изменения:

- построена сферическая расчетная сетка типа *B* высокого пространственного разрешения ($\approx 1\text{км} \times 1\text{км}$);
- уравнение состояния морской воды заменено на уравнение состояния слабоминерализованной воды, учитывающее наличие максимума плотности при температуре близкой к 4°C ;
- реализована процедура расчета поступления через жидкие границы тепла и растворенных веществ в озеро с водами притоков, а также сток р. Невы;
- атмосферный форсинг из реанализа NCEP/NCAR с пространственным разрешением $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ заменен на европейский аналог ERA5 с более высоким разрешением $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$.
- в модели формирования морского льда использованы параметры пресной воды (плотность, температура замерзания, скрытая теплота плавления льда, теплоемкость льда). Соленость морского льда заменена на минерализацию пресной воды.

Расчеты проводились для всей акватории озера на период с 1990 по 2020 гг., но верификация производилась для трех районов – северного (с глубинами более 200 метров, район станции 105),

центрального (50 – 60 метров, район станции 55) и мелководного южного с глубинами до 40 метров (район станции 25). На Рис. 1б представлено расположение станций, выбранных для верификации модели. Данные станции были выбраны для верификации так как они включены в программу обязательных полевых исследований Института озероведения РАН с середины 60-х годов прошлого века. За эти годы по этим станциям накоплен значительный фактический материал.

Для верификации модели использовались данные вертикального термического зондирования в период открытой воды, а также круглогодичные данные спутниковых наблюдений за ледовой обстановкой и пространственным распределением поверхностной температуры воды в Ладожском озере в период с 1990 по 2020 гг.

Для верификации МГВМ в части качества воспроизведения ледовых условий и термобара использовались снимки, полученные со спутников серии NOAA, (<https://www.class.ngdc.noaa.gov>) и MODIS Terra/Aqua [<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>]. Все перечисленные спутники оснащены многоспектральной аппаратурой высокого пространственного разрешения (AVHRR), позволяющей рассчитывать температуру поверхности воды. Частота пролетов спутников над акваторией Ладожского озера – несколько раз в сутки. Для верификации модели в работе использовались снимки, полученные в светлое время суток при отсутствии облачности над акваторией озера. Для уменьшения атмосферной коррекции выбирались снимки с надирным расположением объекта на снимке. Учет атмосферного влияния на тепловое излучение поверхности воды осуществлялось по методике ИКИ РАН, использующей различие в атмосферном влиянии на прохождение теплового излучения от подстилающей поверхности в различных участках теплового спектрального диапазона (Захаров и др., 1993).

3. Результаты и обсуждение

3.1. Атмосферный форсинг и ледовые условия в озере.

В качестве исходной метеорологической информации в МГВМ изначально использовались данные реанализа NCEP/NCAR (совместный проект Национальных Центров Предсказания

Таблица 1. Основные характеристики МГВМ.

Название модели	Модель гидродинамики внутреннего моря (МГВМ)
Поле глубин*	Данные института озероведения РАН
Горизонтальная сетка	Сфериическая сетка B (Marshall et al., 1997)
Горизонтальное разрешение*	$\Delta\phi = 0.54'$, $\Delta\lambda = 1.08'$ ($\approx 1\text{км} \times 1\text{км}$)
Вертикальная сетка	z -координата
Вертикальное разрешение*	$\Delta z = 2\text{ м}$ при $0 \leq z < 5$ $\Delta z = 2.5\text{ м}$ при $5 \leq z < 10$ $\Delta z = 5\text{ м}$ при $10 \leq z < 40$ $\Delta z = 10\text{ м}$ при $40 \leq z < 50$ $\Delta z = 25\text{ м}$ при $50 \leq z < 225$
Параметризация вертикальной турбулентности	Схема Манка-Андерсона (Munk and Anderson, 1948)
Параметризация горизонтальной турбулентности для импульса	Схема Смагоринского (Smagorinsky et al., 1965)
Схема горизонтальной турбулентности для T и S	$K_h = \text{const} = 5\text{ м}^2/\text{с}$
Метод решения	Решение делится на две части - решение 3D уравнений для бароклинических движений и решение 2D уравнений мелкой воды для баротропных движений. (Ibrayev, 2001).
Конвекция	Конвективное «приспособление» (Chen and Millero, 1986)
Уравнение состояния*	По статье (Launiainen and Vihma, 1990)
Напряжение трения ветра	
Потоки тепла на поверхности озера:	Из реанализа ERA5
1) Коротковолновая радиация*	
2) Длинноволновая радиация:	
а) входящая*	Из реанализа ERA5
б) исходящая	Закон Стефана-Больцмана
3) Явный поток тепла	По статье (Launiainen and Vihma, 1990)
4) Скрытый поток тепла	По статье (Launiainen and Vihma, 1990)
Донное трение	Параметризация донного трения (Ibrayev and Trukhachev, 1998)
Модель льда*	Модель морского льда Хиблера (Hibler, 1980), отсутствие дрейфа льда. В расчетах формирования льда использовались параметры пресной воды (плотность, температура замерзания, скрытая теплота плавления льда, теплоемкость льда). Соленость морского льда заменена на минерализацию пресной воды.
Реки*	Заданные объемные расходы, потоки тепла и соли из впадающих рек.
Шаг по времени	300 с
Время расчета 1 модельного года на ноутбуке в конфигурации Intel Core i5 2.6GHz x 4 при указанных параметрах расчетной сетки	8 ч

Примечание: *- параметры и схемы, измененные при адаптации МГВМ к условиям Ладожского озера

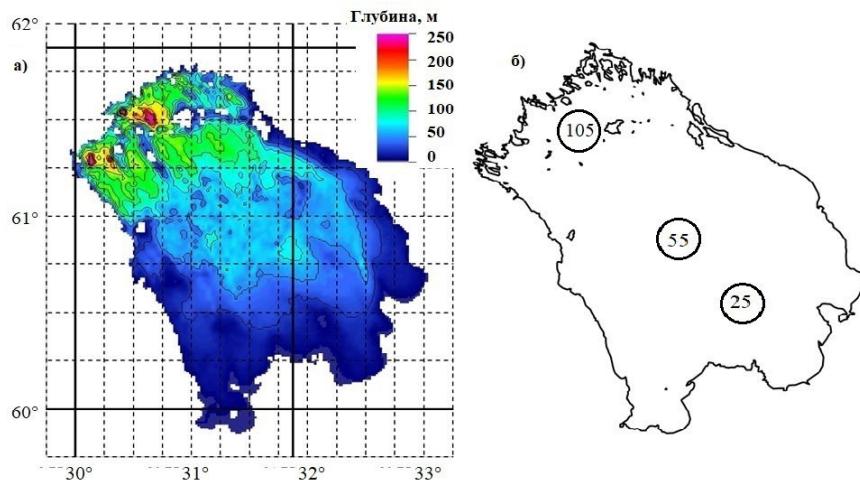


Рис.1. (а) – топография дна Ладожского озера, использованная при расчетах, и покрытие акватории Ладожского озера сетками реанализов NCEP/NCAR (сплошные линии) и ERA5 (пунктирные линии). (б) – расположение районов станций наблюдения, выбранных для верификации модели.

окружающей среды (NCEP) и Атмосферных Исследований (NCAR), США, (www.cdc.noaa.gov). Данные этого реанализа представлены на регулярной сетке широт и долгот 2,5 градуса, что не позволяет учесть пространственную неоднородность метеорологических параметров над акваторией озера. В качестве альтернативы реанализу NCEP/NCAR для моделирования атмосферного воздействия на озеро был взят реанализ ERA5 Европейского центра среднесрочного прогнозирования погоды (ECMWF). ERA5 – это реанализ пятого поколения ECMWF, представляющий собой дальнейшую модернизацию хорошо зарекомендовавшего себя реанализа глобального климата и погоды за последние десятилетия ERA Interim. Пространственное разрешение реанализа ERA5, использованного в настоящей работе, составляет 0,25° на регулярной сетке широт и долгот. На Рис. 1а показано покрытие акватории Ладожского озера сетками обоих реанализов.

Замена атмосферного воздействия на озеро была вызвана прежде всего тем, что расчеты по

модели показали неудовлетворительное воспроизведение ледовых условий при использовании реанализа NCEP/NCAR. Связано это в первую очередь с занижением температуры воздуха в зимние месяцы по сравнению с данными метеостанции. В качестве примера на Рис. 2 приведено сравнение данных обоих реанализов с данными метеонаблюдений в бухте Петрокрепость в различные сезоны года. Там же показаны результаты расчета толщины льда по данным реанализов в той же бухте. Очевидно сильное занижение температуры воздуха реанализом NCEP/NCAR в зимние месяцы, что отражается на расчете толщины льда, которая по данным наблюдений колеблется в бухте от 0,5 до 0,7 м (Ладожское озеро. Атлас, 2002).

Ввиду сложных гидрометеорологических условий на Ладожском озере в период ледостава контактные наблюдения в акватории озера не проводятся. Ледовая обстановка оценивается либо по наблюдениям на береговых метеостанциях, либо по данным дистанционного зондирования. На Рис. 3

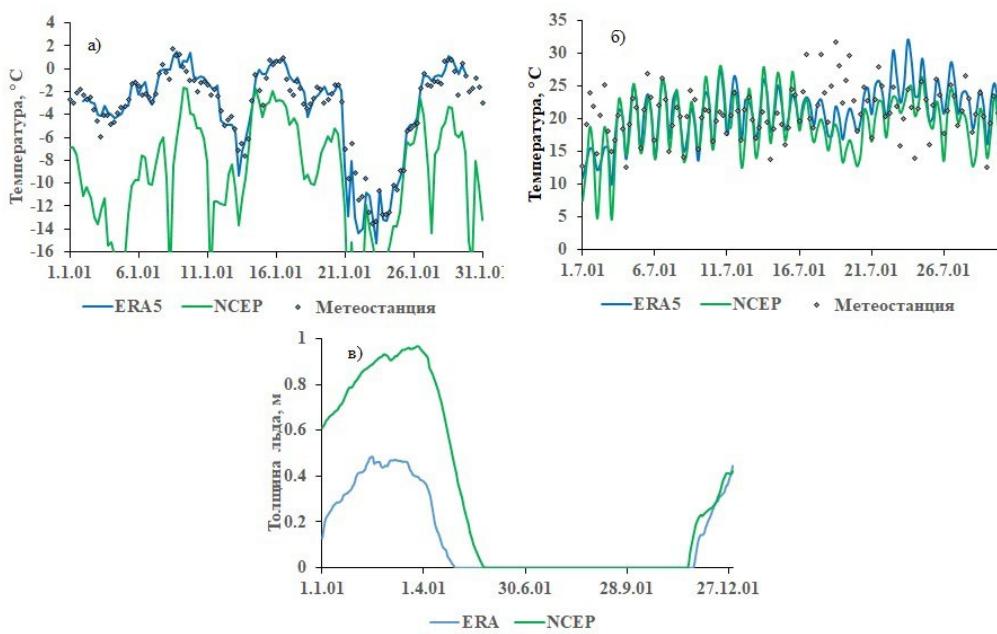


Рис.2. Температура воздуха зимой и летом 2001 года в бухте Петрокрепость в соответствии с данными метеорологических реанализов (а) и (б), и сезонная изменчивость толщины льда по данным моделирования (в).

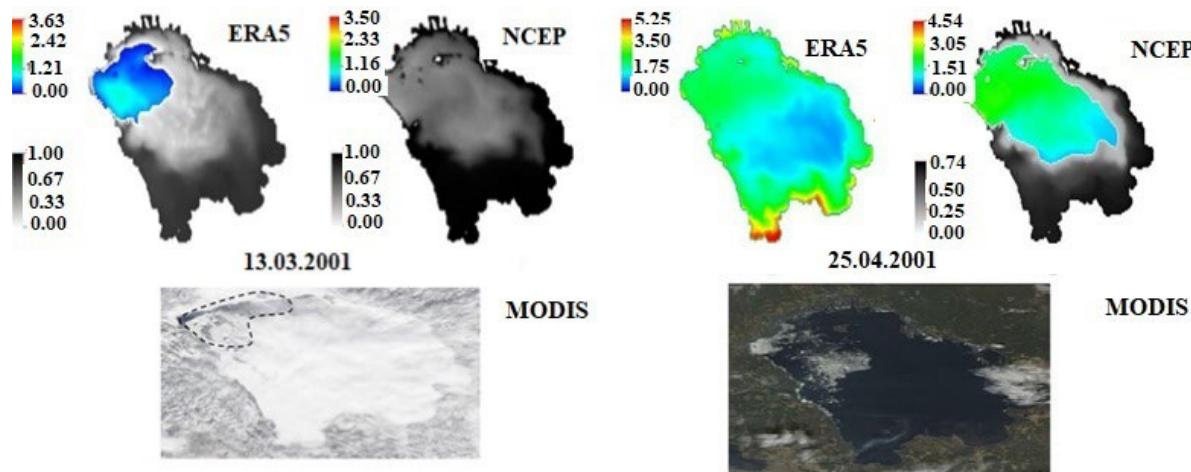


Рис.3. Температура поверхности воды ($^{\circ}\text{C}$) - цветная область и толщина льда (м) – черно-белая область 13 марта и 25 апреля 2001 года, рассчитанные по данным реанализов NCEP/NCAR, ERA5, а также изображения поверхности озера, полученные со спутника Modis. Пунктирная линия – положение кромки льда по спутниковому изображению.

представлены примеры верификации МГВМ по спутниковым данным о временной динамике ледового покрова на Ладожском озере в 2001 году. Расчеты по модели были выполнены с двумя атмосферными форсингами. Как уже отмечалось выше, реанализ NCEP с грубой для озерных масштабов 2,5 градусной сеткой крайне неудовлетворительно воспроизводит ледовые процессы в озере. Данные Рис. 3 это подтверждают. Так по состоянию на 13 марта по спутниковым данным и по расчетам с использованием реанализа ERA5 северная часть озера еще свободна ото льда, тогда как расчет с реанализом NCEP показывает, что озеро полностью покрыто льдом. То же происходит и с расчетом таяния льда. По состоянию на 25 апреля спутниковые данные и расчет по ERA5 демонстрируют свободную ото льда поверхность озера. Расчет же с реанализом NCEP оставляет подо льдом добрую половину озера. Соответственно и сроки таяния льда на озере сдвигаются на июнь, чего никогда не было за всю историю наблюдений на Ладожском озере.

При этом расчет с ERA5 как минимум качественно совпадает со спутниковой информацией. На Рис. 4 представлены результаты оценки степени покрытия льдом поверхности озера по спутниковым и модельным данным в виде многолетней динамики относительного индекса ледовитости Ладожского озера RICI, предложенного в работе (Каретников и Науменко, 2013). Индекс представляет собой отношение суммарной площади под кривой изменения ледовитости озера за конкретный зимний сезон к площади, ограниченной медианными значениями, рассчитанными по данным всех имеющихся наблюдений.

Обращает на себя внимание практически систематическое расхождение в оценке минимальных значений индекса RICI между спутниковыми и модельными данными, тогда как максимальные значения близки по своей величине. Такого рода различия в оценках могут быть связаны с различиями между минимальным порогом чувствительности методики дешифрирования снимков и

заданием минимального значения толщины льда в модели. В модели минимальная толщина льда может быть задана сколь угодно малым числом, тогда как методика дешифрирования предполагает определение наличия/отсутствия льда по цветовой гамме подстилающей поверхности на снимке. В том случае, если подстилающая поверхность представляет собой ледовое поле тонкого прозрачного льда, то при дешифрировании она идентифицируется как вода. Поэтому в модели ледовый покров в начале ледостава занимает большую площадь по сравнению со спутниковыми данными. Результаты модельного численного эксперимента, выполненного с увеличенным значением минимальной толщины льда (5 см), представлены на Рис. 4 пунктирной линией. Данные эксперимента показали, что расхождения в значениях индексов RICI, полученных по модели и при дешифрировании снимков значительно снизились.

Кроме того, изменчивость RICI может служить косвенным показателем климатических изменений в регионе в зимний период. На Рис. 4 сложно выделить какие-либо значимые тенденции во временной динамике индекса. Однако, разбиение рассматри-

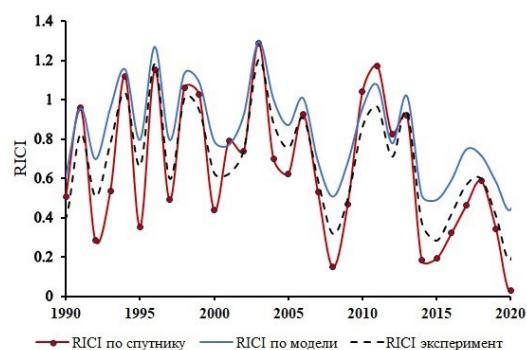


Рис.4. Многолетняя изменчивость индекса ледовитости Ладожского озера. Красная линия с маркерами – данные спутниковых снимков, сплошная синяя линия – результаты моделирования, пунктирная линия – результаты экспериментального расчета.

ваемого временного интервала на части позволяет сделать заключение, что приблизительно с начала 2000-х годов во временной динамике RICI прослеживается тенденция к снижению, т.е. ледовитость Ладожского озера уменьшается. Последнее свидетельствует о потеплении регионального климата в зимний период. На Рис. 5 представлены результаты временной динамики RICI в периоды с 1990 – 2002 и 2002 – 2020 гг., полученные по модели и при дешифрировании спутниковых снимков.

Таким образом соответствие между спутниковыми и модельными данными, по меньшей мере, в степени покрытия поверхности озера льдом представляется удовлетворительным.

3.2. Вертикальная термическая структура озера

При сравнении результатов моделирования с данными натурных наблюдений необходимо иметь ввиду, что измеренные профили температуры не могут быть получены в точке с одними и теми же строго зафиксированными географическими координатами. Это связано со спецификой выполнения измерений с борта научного судна, которое в силу различных причин (ошибка определения координат точки измерения, дрейф судна во время работы и др.) не может быть абсолютно точно позиционировано в одном и том же месте в различные даты. Разброс в координатах точек измерения невелик, но может достигать сотен метров, что по масштабам всего озера немного. Тем не менее учитывая сложный рельеф дна озера, даже небольшой разброс в координатах станции может приводить к разбросу в глубине места измерения. Поэтому при сравнении данных моделирования с натурными данными уместно говорить о воспроизведении моделью вертикального распределения температуры не на строго определенной станции наблюдений, а в ее районе.

Для оценки качества воспроизведения МГВМ вертикальной термической структуры в Ладожском озере в различные сезоны года из имеющихся в базе данных Института озероведения были выбраны годы с наибольшей обеспеченностью натурными наблюдениями. При этом необходимо отметить, что все наблюдения относятся к периодам открытой воды. Зимние наблюдения ввиду сложной ледовой обстановки на озере не проводились. На

Рис. 6 представлены результаты расчетов вертикальных распределений температуры воды в озере для выбранных трех станций во время летнего прогрева озера (июнь – август) и развитой осенней конвекции (октябрь) в начале и в конце всего периода расчетов.

Несмотря на общее удовлетворительное совпадение между рассчитанными и измеренными профилями, тем не менее необходимо отметить, что модель лучше всего воспроизводит профиль температуры на всех станциях в те моменты, когда в озере присутствует выраженный верхний перемешанный слой (ВПС) ветрового либо конвективного происхождения. В тех случаях, когда водная масса в верхних слоях устойчиво стратифицирована модель дает заниженные значения температуры. Это может быть вызвано тем, что в модели не рассчитывается температура непосредственно на поверхности воды. Из-за особенностей построения расчетной сетки первое расчетное значение температуры находится на глубину 1 м. При устойчивой стратификации приповерхностного слоя разница температур на поверхности и на глубине 1 м может достигать нескольких градусов. И наоборот, при выраженным верхнем перемешанном слое это обстоятельство роли не играет – температура в ВПС практически однородна по вертикали. Это прослеживается на всех «октябрьских» станциях как в 1991, так и в 2018 годах. Еще один недостаток модели заключается в отсутствии полноценного уравнения для плотностной конвекции. Вместо него используется т.н. «конвективное приспособление», которое срабатывает в том случае, когда плотность воды в верхней ячейке становится большей по сравнению с нижележащей. Тогда модель автоматически приравнивает температуру к среднему значению для обеих расчетных ячеек. Такая процедура оправдывает себя при малых вертикальных размерах ячеек. При больших размерах может сложиться ситуация, когда в природных условиях конвективное перемешивание не достигло глубины, соответствующей размерам нижней ячейки, а температура в ней уже считается средней для двух ячеек. Пример такой ситуации продемонстрирован на Рис. 7.

3.3. Термобар

Одной из визитных карточек пресноводных водоемов является термобар – вертикально ориен-

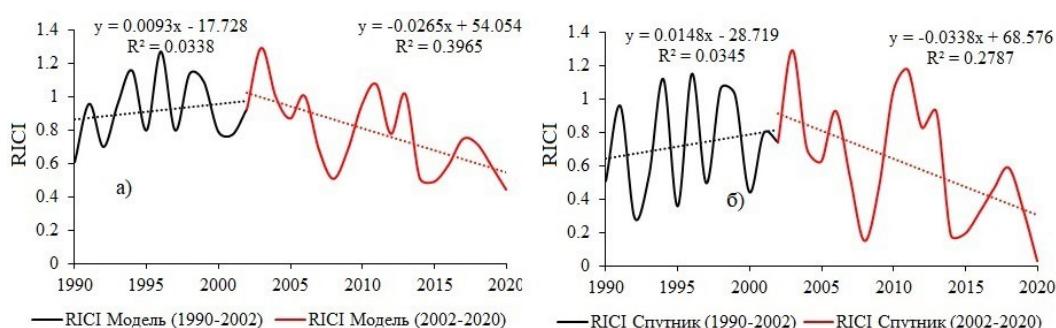


Рис.5. Изменчивость индекса ледовитости Ладожского озера RICI в различные периоды: а) – результаты моделирования, б) – данные спутниковых снимков.

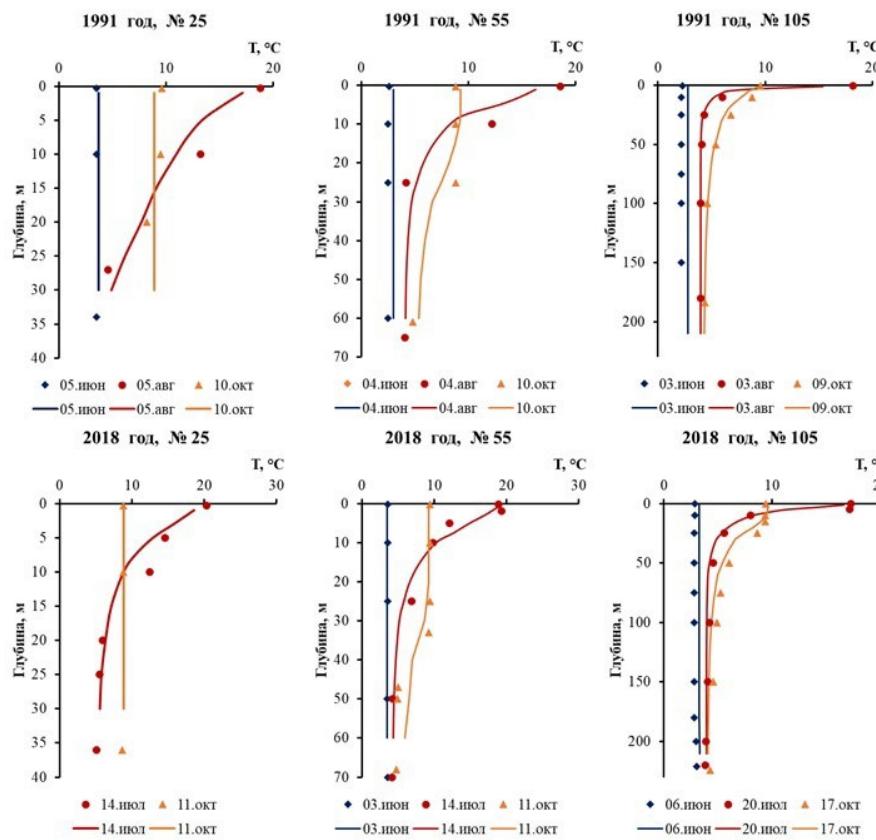


Рис.6. Рассчитанные (линии) и измеренные (символы) вертикальные профили температуры в Ладожском озере для разных станций.

тированная фронтальная зона, возникающая при прогреве/охлаждении водной массы до значений температуры, близкой к температуре максимальной плотности $T_{max} = 3,98^{\circ}\text{C}$. Природа термобара заключается в следующем. Весной, когда начинается прогрев воды, мелководная прибрежная зона водоема прогревается быстрее, чем удаленная от берега глубоководная зона. Температурное поле становится горизонтально неоднородным. Вследствие особенности уравнения состояния пресной воды – наличия температуры максимальной плотности – стратификация плотности по обе стороны от изотермы максимальной плотности ведет себя по-разному: устойчивая плотностная стратификация наблюдается в мелководной зоне и неустойчивая стратификация в глубоководной, где при температуре воды $T < T_{max}$ развивается плотностная конвекция с сильным нисходящим течением в узкой полосе между зонами. Соответствующая фронтальная граница раздела называется термическим баром. В процессе прогрева водоема область термобара смещается в сторону глубоководной зоны. Этот процесс продолжается до тех пор, пока температура холода глубоководной зоны достигает значения T_{max} . Аналогичное явление можно наблюдать осенью: мелководная прибрежная зона охлаждается быстрее, чем глубоководная. Ее температура опускается ниже температуры максимума плотности раньше. Дальнейшее охлаждение озера, сохраняя тепловой конвективный режим в глубоководной зоне, приводит к образованию гидростатически устойчивой стратификации на мелководье.

Являясь фронтальной зоной, термобар замедляет обменные процессы между прибрежными и глубоководными водными массами, оказывая тем самым большое влияние на ТГД процессы и экологическое состояние водоема. Именно из-за термобара происходит накопление в прибрежных районах биогенных элементов, что обеспечивает высокую биологическую продуктивность. С другой стороны, термобар способствует накоплению загрязняющих

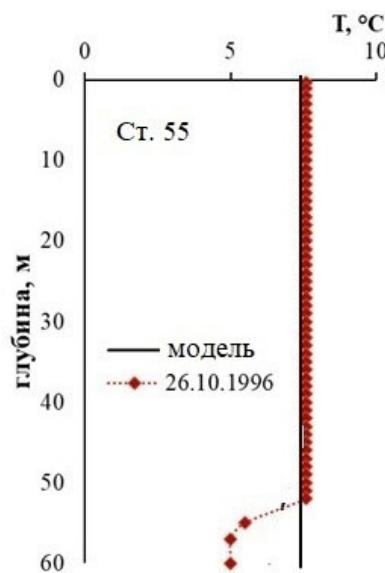


Рис.7. Пример некорректного воспроизведения профиля температуры в придонной области на ст. 55 26.10.1996 г. Символы – данные зондирования, черная линия – расчет по модели.

веществ в мелководных районах, что ухудшает их экологическое состояние. Таким образом, термобар играет важную роль как в ТГД, так и в экологических процессах в водоемах. То, что физика термобара связана с температурой максимальной плотности воды, делает его идентификацию в пространстве и времени достаточно удобной. Для определения времени зарождения и деградации термобара, а также его распространения по акватории необходимо определить местоположение 4-х градусной изотермы на поверхности водоема по данным контактных измерений или с использованием дистанционных методов зондирования. Кроме того, в моделировании озерных систем способность модели правильно воспроизводить термобар является хорошим критерием ее качества.

На Рис. 8 представлены результаты определения положения термобара по результатам моделирования и обработки спутниковых изображений.

Из данных Рис. 8 следует, что модель качественно и количественно удовлетворительно воспроизводит распространение термобара по акватории озера. Положение фронта на глубоководном севере озера практически точно совпадает с данными дистанционного зондирования. Это вполне объяснимо. На больших глубинах водная масса прогревается очень медленно, вследствие чего термобар формируется поздно. Различия, наблюдающиеся в более мелководных районах озера, объясняются тем, что формирование и продвижение термобара определяется не только близостью температуры воды к температуре максимальной плотности, но и во многом топографией дна. В модели рельеф дна озера аппроксимируется прямоугольными ячейками, что естественным образом вносит свои ошибки в воспроизведение истинного рельефа, что и приводит к различиям в модельных и дистанционных данных.

Отдельный интерес представляет динамика временных параметров фронтальной зоны, а именно – сроков начала и окончания термобара в озере, а также его продолжительности. На Рис. 9 представлены результаты расчетов по модели и дешифрирования спутниковых изображений, демонстрирующие временную изменчивость указанных параметров в период с 1994 по 2020 гг. С 1990 по 1993 гг. спутниковые снимки поверхности Ладожского озера в необходимые моменты времени в базе Института озероведения отсутствуют.

По результатам моделирования и данным спутниковых снимков нельзя сделать однозначного заключения о временной динамике параметров прохождения термобара по акватории озера. По результатам обработки спутниковых снимков присутствует незначительный отрицательный тренд в сроках начала и окончания термобара. Результаты моделирования таких трендов не выявили. При этом продолжительность прохождения термобара по акватории озера остается постоянной как по спутниковым, так и по модельным данным. Таким образом по косвенным признакам нет оснований говорить о потеплении регионального климата в период открытой воды в отличие от периода ледостава, где значения индекса ледовитости имеют тенденцию к уменьшению.

4. Заключение

В настоящей работе представлены результаты адаптации к условиям Ладожского озера трехмерной математической модели гидродинамики внутреннего моря с последующей ее верификацией по данным натурных и дистанционных измерений. Замена атмосферного форсинга привела к значительному улучшению расчетов ледовой обстановки в озере. Рассчитана многолетняя временная

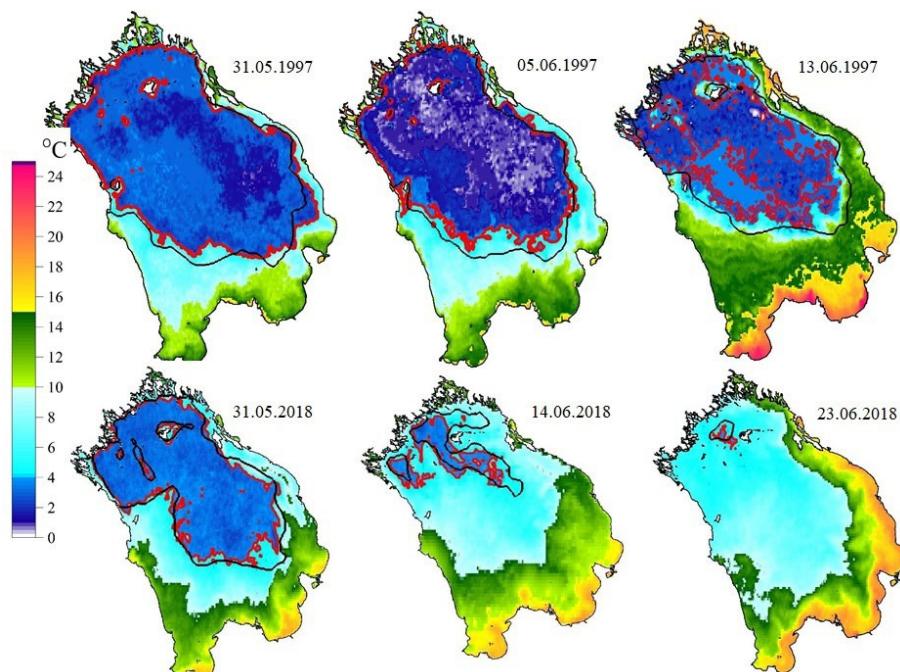


Рис.8. Распространение термобара в Ладожском озере весной и в начале лета 1997 и 2018 гг. Красная линия – положение термобара по спутниковым снимкам, черная – расчет по модели. Цветная шкала – температура воды ($^{\circ}\text{C}$).

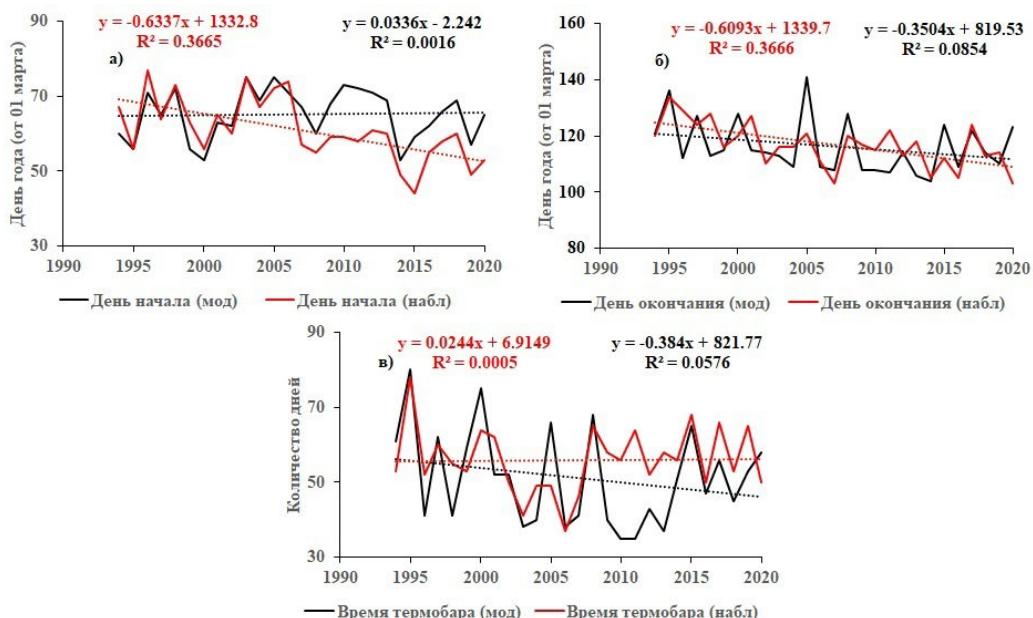


Рис.9. Сроки начала (а), окончания (б) и продолжительность существования (в) термобара в Ладожском озере в период с 1994 по 2020 гг. Чёрным цветом представлены результаты моделирования, красным – результаты дешифрирования спутниковых изображений.

динамика относительного индекса ледовитости Ладожского озера RICI. Наличие отрицательного тренда в динамике индекса в последние 20 лет свидетельствует о смягчении зимних условий в районе Ладожского озера.

Результаты верификации показали, что модель вполне адекватно воспроизводит вертикальную термическую структуру водной массы озера, за исключением отдельных случаев при воспроизведении профиля температуры в придонных слоях в условиях осенне-зимней конвекции. Данный недостаток модели может быть устранен либо использованием в ней полноценной подмодели, описывающей конвективное перемешивание, что приведет к усложнению и без того сложной 3D модели, либо изменением вертикального разрешения модели, что приведет в росту вычислительных затрат при проведении расчетов.

Результаты воспроизведения моделью термобара – важного явления как с точки зрения термогидродинамики озера, так и функционирования его водной экосистемы – оказались близкими к таким, полученным при дешифрировании спутниковых снимков.

В перспективе планируется дальнейшее использование модели для исследований широкого круга термогидродинамических и экологических процессов в Ладожском озере. Среди них формирование, развитие и деградация процессов апвеллинга/даунвеллинга, распространение вод притоков в акватории озера, прогноз последствий возможных техногенных катастроф и др. Кроме того, предполагается, что МГВМ будет дополнена соответствующими модулями для описания химико-биологических процессов, что позволит использовать ее уже как модель экосистемы озера.

Благодарности

Исследование выполнено при поддержке грантов Российского научного фонда (проект № 23-17-20010) и Санкт-Петербургского научного фонда (проект № 23-17-20010)

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

- Астраханцев Г.П., Руховец Л.А. 1986. Дискретная гидротермодинамическая модель климатической циркуляции глубокого озера. Вычислительные процессы и системы 4: 135–178.
- Астраханцев Г.П., Егорова Н.Б., Руховец Л.А. 1987. Численное моделирование круглогодичной циркуляции глубоких озер. Доклады АН СССР 296: 1331–1334.
- Астраханцев Г.П., Меншуткин В.В., Писулин И.В. и др. 1992. Математическая модель для исследования реакции экосистемы Ладожского озера на изменение антропогенной нагрузки. СПб.: Препринт Ассоциации ученых «Будущее СПб».
- Астраханцев Г.П., Меншуткин В.В., Петрова Н.А. и др. 2003. Моделирование экосистем больших стратифицированных озер. СПб: Наука.
- Захаров М.Ю., Лупян Е.А., Мазуров А.А. 1993. Программа обработки данных прибора AVHRR спутников серии NOAA для персональных компьютеров. Исследование Земли из космоса 4: 62–68.
- Ибраев Р.А. 2008. Математическое моделирование термогидродинамических процессов в Каспийском море. М.: Геос.
- Каретников С.Г., Науменко М.А. 2013. Ледовый режим. В: Румянцев В.А., Кондратьев С.А. (ред.), Ладога. СПб., С. 152–163.

Ладожское озеро. Атлас. 2002. В: Румянцев В.А. (ред.). СПб.: Российская академия наук. Институт озероведения РАН.

Меншуткин В.В., Руховец Л.А., Филатов Н.Н. 2013. Состояние и перспективы развития моделирования экосистем пресноводных озер. Использование моделей для решения задач сохранения их водных ресурсов. СПб.: Нестор история.

Ушаков К.В., Ибраев Р.А. 2018. Исследование межгодовой изменчивости и бюджета тепла вихреразрешающей численной модели, воспроизводящей волны тропической неустойчивости в Тихом океане. Метеорология и гидрология 11: 110–120.

Филатов Н.Н., Балаганский А.Ф. 2021. Оценка элементов водного баланса. В: Кондратьев С.А., Поздняков Ш.Р., Румянцев В.А. (ред.). Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата. М., С. 177–182.

Филатов Н.Н., Румянцев В.А. 2021. Изменчивость уровня воды и его прогнозирование. В: Кондратьев С.А., Поздняков Ш.Р., Румянцев В.А. (ред.). Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата. М., С. 182–193.

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

Hibler W. 1980. Modeling a variable thickness sea ice cover. Monthly Weather Review 1:1943–1973. DOI: [10.1175/1520-0493\(1980\)108<1943:MAVTSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<1943:MAVTSI>2.0.CO;2)

Ibrayev R.A., Trukhachev D.I. 1998. Model study of the seasonal variability of the Black Sea circulation. NATO TU-Black Sea project ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea, symposium on scientific results. Kluwer Academic Publishers 2: 212–217.

Ibrayev R.A. 2001. Model of enclosed and semi-enclosed sea hydrodynamics. Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling 16(4): 291–304. DOI: [10.1515/rnam-2001-0404](https://doi.org/10.1515/rnam-2001-0404)

Launiainen J., Vihma T. 1990. Derivation of turbulent surface fluxes – an iterative flux-profile method allowing arbitrary observing heights. Environmental Software 5: 113–124. DOI: [10.1016/0266-9838\(90\)90021-W](https://doi.org/10.1016/0266-9838(90)90021-W)

Marshall J., Adcroft A., Hill C. et al. 1997. A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers. Journal of Geophysical Research: Oceans 102: 5753–5766. DOI: [10.1029/96JC02775](https://doi.org/10.1029/96JC02775)

Munk W.H., Anderson E.R. 1948. Note on theory of the thermocline. Journal of Marine Research 7: 276–295. URL: https://elischolar.library.yale.edu/journal_of_marine_research/667

Smagorinsky J., Manabe S., Holloway J. 1965. Numerical results from a nine level general circulation model of the atmosphere. Monthly Weather Review 93: 727–768. DOI: [10.1175/1520-0493\(1965\)093<0727:NRFANL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1965)093<0727:NRFANL>2.3.CO;2)

Ushakov K.V., Ibrayev R.A. 2018. Assessment of mean world ocean meridional heat transport characteristics by a high-resolution model. Russian Journal of Earth Sciences 18: ES1004. DOI: [10.2205/2018ES000616](https://doi.org/10.2205/2018ES000616)