

# Investigation of applicability of different approaches to calculation of geostrophic currents on the example of under-ice eddies forming ice rings on Lake Baikal

Aslamov I.A.<sup>1\*</sup>, Zhdanov A.A.<sup>1</sup>, Granin N.G.<sup>1</sup>, Blinov V.V.<sup>1</sup>, Zyryanov D.V.<sup>2</sup>, Gnatovsky R.Yu.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Limnological Institute Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Batorskaya Str., 3, Irkutsk, 664033, Russia

<sup>2</sup>Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Gubkina Str., 3, Moscow, 119333, Russia

**ABSTRACT.** This study examines the spatial distribution of horizontal currents within under-ice anticyclonic eddies that lead to the formation of ring structures on the spring ice of Lake Baikal. Horizontal geostrophic current fields were calculated using the dynamic method, with a focus on comparing various approaches to determining water density, including a package specifically adapted for Baikal conditions, TEOS-10. Measured water temperature and conductivity data from the 2009 ring structure area served as the primary dataset, while reference data comprised velocity and direction profiles from a similar 2020 eddy, measured for the first time. Comparisons revealed that outdated methods, such as the Krotova method or the Chen-Millero equation, result in significant discrepancies from actual measurements, whereas the adapted TEOS-10 package shows the best agreement. Overall, the dynamic approach proved effective and can be successfully applied to study current fields in Lake Baikal. The research also identified and described several characteristic features of current structures within the examined under-ice circulations for the first time.

**Keywords:** Ice rings, geostrophic currents, anticyclonic eddy, equations of state of water, Lake Baikal

**For citation:** Aslamov I.A., Zhdanov A.A., Granin N.G., Blinov V.V., Zyryanov D.V., Gnatovsky R.Yu. Investigation of applicability of different approaches to calculation of geostrophic currents on the example of under-ice eddies forming ice rings on Lake Baikal // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 6. - P. 1546-1562. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-6-1546

## 1. Introduction

Lake Baikal is the world's largest freshwater lake and is renowned for its exceptional water purity and unique properties, which are shaped by its formation conditions and the life processes of its flora and fauna. The ecosystem of the lake is largely depended on the dynamics of its water masses. Water movement and turbulent exchange affect energy distribution, thermal regime, the transport of nutrients and pollutants, the spatial distribution of phytoplankton and zooplankton, and oxygenation of the deep waters. Therefore, understanding these hydrodynamic processes is essential for studying the functioning of Baikal's ecosystem.

Extensive data on Baikal's currents were collected during the 1960s and 1970s using direct measurements at buoy stations with various types of current meters. However, these measurements had significant limitations, such as high start-up thresholds that prevented measurements of velocities below 2 cm/s. The findings

from these observations were summarized in studies by V.M. Sokolnikov, A.A. Ainbund, V.I. Verbolov, and others (Sokolnikov, 1960; Ainbund, 1973; Currents in Baikal, 1977). More recent studies (Granin et al., 1991; Granin et al., 1999; Zhdanov et al., 2001) revealed insights into current intensification zones, deep water renewal processes, and the generation of under-ice currents. These studies required substantial material investments, including costly equipment as well as installation and removal work at the buoy stations. While feasible during the Soviet era, such large-scale projects became financially unavailable in the early 1990s, resulting in a decline in similar research activities at the Limnological Institute over the past three decades. The first modern current meter was only acquired by the institute in the late 2010s.

Given the lack of advanced instrumentation, alternative approaches were employed for current measurements, such as the deployment of free-floating drifters (Zhdanov et al., 2014). Direct measurements of

\*Corresponding author.

E-mail address: [ilya.aslamov@bk.ru](mailto:ilya.aslamov@bk.ru) (I.A. Aslamov)

**Received:** November 17, 2024; **Accepted:** December 17, 2024;

**Available online:** December 25, 2024

© Author(s) 2024. This work is distributed under the Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International License.



relatively low velocities in Lake Baikal from a research vessel during the summer also presented challenges, requiring precise correction for vessel movement and its exact orientation in space. Since drift of the vessel typically exceeds current velocities by a factor of ten or more, even minor errors in determining the position or velocity of the ship can significantly distort the measured currents. As a result, currents in Lake Baikal have been studied mainly in recent years during winter from the ice cover (Aslamov et al., 2017; Zhdanov et al., 2017; Kirillin et al., 2020).

The need for spatial data on currents in Lake Baikal, without the use of expensive electromagnetic or Doppler current meters, has grown significantly. A viable alternative is the calculation of geostrophic currents using the balance between horizontal pressure gradients and Coriolis force resulting from the rotation of the Earth. For Lake Baikal, the first work on geostrophic currents were conducted by V. A. Krotova (1970) in the late 1960s and early 1970s. The study calculated current velocities for the upper layer utilizing water temperature data from deep thermometers and applying a dynamic method to estimate currents. However, this approach saw limited application thereafter, with a notable exception being the work of Shimaraev and Troitskaya (2005).

The advantage of the geostrophic methodology lies in its capacity to calculate current directions and velocities solely from the spatial distribution of water density. Accurate water density calculations, in turn, require measurements of key parameters influencing density: temperature, salinity (for fresh water – mineralization) and pressure, and calculate the desired density from the equation of state of water. Modern oceanographic CTD probes (such as SBE-25 and similar instruments) can measure hydrophysical parameters with high accuracy. The question remains in finding the relationship between the electrical conductivity measured by the probe and the water mineralization, which depends on the chemical composition of a particular body of water, and in selecting the equation of water state itself, suitable for describing the waters of the lake under study.

In the late 1970s and early 1980s, Chen and Millero published a series of studies on seawater density (Chen and Millero, 1978). Their findings were summarized in the first International Equation of State of Seawater (EOS-80) in 1980. Based on EOS-80, a set of algorithms developed by Fofonoff and Millard in 1983 allowed for the calculation of various fundamental thermodynamic properties of seawater, such as sound speed, thermal expansion, compressibility, and dynamic viscosity. However, both EOS-80 and the UNESCO-1983 equations used practical salinity, which limited their accuracy for non-standard conditions and prevented their application to fresh water bodies.

It was not until 1986 that Chen and Millero (1986) adapted the seawater equation of state for freshwater. Unfortunately, the use of this equation for low mineralized waters and deep depths in Lake Baikal resulted in large disagreements between theoretical data and in-situ measurements. To adapt the equation to Baikal's

conditions, the staff at the Laboratory of Hydrology and Hydrophysics at LIN SB RAS with Swiss colleagues from EAWAG conducted special experiments to determine the relationship between electrical conductivity, pressure, and temperature in Lake Baikal (Hohman et al., 1997; Blinov et al., 2006). These experiments helped to minimize the disagreement between theory and observation. Additionally, limnologists working on other reservoirs had raised questions about the suitability of the Chen-Millero equation in certain situations as early as the 1980s.

In order to address the numerous discrepancies in the Chen-Millero equation and to achieve broader data coverage for the global ocean, SCOR (Scientific Committee on Oceanic Research) and IAPSO (International Association for the Physical Sciences of the Oceans) established the Working Group (WG 127) in 2005 on Thermodynamics and Equation of State of Seawater. The results of the international project TEOS-10 (IOC, SCOR and IAPSO, 2010) were published five years later in 2010, comprising a set of programs for calculating the thermodynamic properties of water. The new standard marked a qualitative leap forward based on fundamental physics: a complete inter-consistency of all thermodynamic parameters of water was ensured by using the free energy equation, the basis of which is the Gibbs potential (Wagner and Prub, 2002; Feistel, 2003; Feistel, 2008). In addition, the different aggregate states: water, ice and humid air are described as a single thermodynamic system in TEOS-10. These advancements, along with the transition from practical salinity to absolute salinity, ensured the applicability of the new standard to low-salinity water bodies.

When trying to apply TEOS-10 for calculate the geostrophic currents of Lake Baikal, it became clear that, as in the case of the Chen-Millero equation, there are discrepancies in the density calculation, and the TEOS-10 model also requires regional adaptation. The study is therefore aimed comparing different methods of geostrophic currents calculations (with different density calculation algorithms) for Lake Baikal and to correlate the calculation results with the available experimental data.

## 2. Materials and methods

### *Initial data*

To compare different methods of calculating geostrophic currents, winter data on the distribution of hydrophysical characteristics measured under snow-covered ice can be considered the most perspective. At this time, the influence of external destabilizing factors is minimal: there is no tangential wind stress and, consequently, no drift currents and wave activity. The ice cover thermally insulates the water masses from air temperature fluctuations. Consequently, data from a two CTD transects performed on April 7, 2009, across the ice ring structure detected in Southern Baikal (Granin et al., 2015; 2018), were selected as the primary dataset (Fig. 1A). Since the laboratory did not have current meters as of 2009, detailed data obtained on a similar ring structure that appeared in the same

area in 2020 were used as reference currents to verify the calculations.

Measurements in 2020 were conducted on April 4-5, prior to the appearance of the ring structure on April 16. Without a visual reference, an expanded station grid was performed along the same transects as in 2009, as a result they have passed almost tangentially to the ring (Fig. 1B).

In 2009, measurements were taken using an SBE-19plus CTD probe, providing profiles of temperature (accuracy  $\pm 0.002^\circ\text{C}$ ) and water conductivity ( $\pm 0.0003\text{ S/m}$ ). These data were used to calculate the total concentration of major water ions (hereafter referred to as mineralization) following the method proposed by R. Hohman et al. (1997) and adapted for Baikal conditions by Blinov et al. (2006). Data for the upper 100-meter water layer were averaged over 5-meter intervals, as shown in Fig. 2.

In 2020, measurements of current velocities were made with the JFE INFINITY-EM AEM-USB electromagnetic meter (JFE) with a velocity resolution of 0.02 cm/s and a direction resolution of  $0.01^\circ$ . Since the JFE is not equipped with a pressure sensor, a special suspension system with a stabilizing wing was constructed to prevent the current meter from rotating around its axis and equipped with a temperature and pressure meter RBRDuo<sup>2</sup>T.D to record the depth of current measurements.

*Calculation methods*

To calculate geostrophic currents, we used a dynamic method, which determines the gradient of dynamic height between stations along a transect, as detailed by Fomin (1964). This method has been successfully used in lake studies during the under-ice period, as shown in the works of Rizk et al. (2014) and Palshin et al. (2017). It involves determining the gradient of dynamic height between two vertical stations. The component of current velocity normal to the direction of transect is calculated using the balance between the horizontal pressure gradient and Coriolis force:

$$fu_z = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_z}{\partial y}, \quad (1)$$

where:  $f$  – Coriolis parameter,  $u_z$  – current velocity component at depth  $z$ ,  $P_z$  – pressure at depth  $z$ ,  $\rho_0$  – average water density,  $dy$  – horizontal distance between stations. The pressure for each station was found by vertically integrating the expression:

$$P_z = \int_{z_0}^z \rho g dz, \quad (2)$$

where:  $\rho$  – water density,  $g$  – acceleration of free fall,  $z$  – depth. Integration was carried out from bottom to top from the initial depth  $z_0$  to the depth  $z$ . Then, after substituting the integrated pressure difference for a pair of stations into equation (1), the transverse velocity between stations was found as:

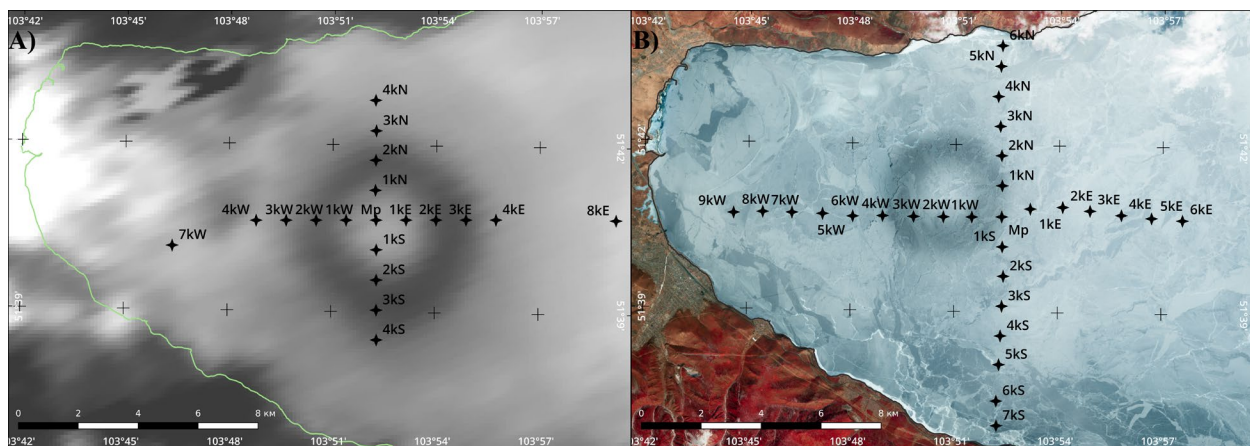
$$u_z = -\frac{1}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial y} g dz + C, \quad (3)$$

where  $C$  is the integration constant, which was assumed to be equal to zero based on the fact that we consider a stationary eddy located in the center of the lake, away from the coastal currents, and, accordingly, the mean flow through its cross section is equal to zero. The assumption of zero equality of velocities at the initial depth  $z_0$  was also adopted.

The described method is valid provided that the geostrophic balance is observed, and, therefore, the following conditions must be met (Gill, 1982):

1. the lake width must exceed the Rossby deformation radius ( $R_{rad}$ )
2. the Rossby number ( $Ro = u/Lf$ , where  $u$  and  $L$  are characteristic scales of current velocity and lake size) should be much less than 1
3. frictional forces should not affect the geostrophic equilibrium, so the currents should be considered outside the Ekman boundary layers.

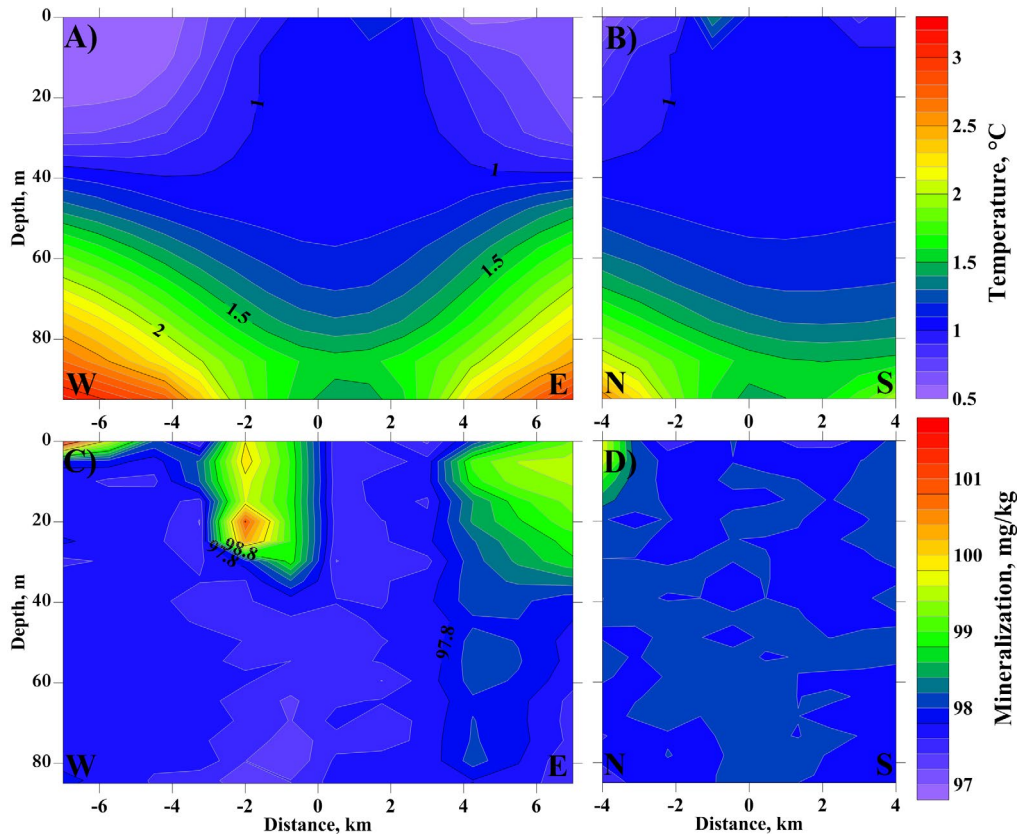
In previous studies of ring structures on the ice of Lake Baikal (Granin et al., 2015; 2018), it was shown that the radius of the ice rings is comparable to the Rossby baroclinic deformation radius, whose estimates range from 1400 to 2300 m, and is much smaller than the horizontal dimensions of Lake Baikal. The estimate of the  $Ro$  number for the under-ice currents of Lake



**Fig.1.** Light-corrected satellite images and schemes of cross-sectional transects station locations in the area of ring structures on the lake ice in South Baikal:

A – 19.04.2009 (MODIS, Aqua <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/> – accessed 01.12.2024);

B – 15.04.2020 (Sentinel-2 L1C <https://dataspace.copernicus.eu/> – accessed 01.12.2024).



**Fig.2.** Spatial distribution of water temperature (A,B) and mineralization (C,D) under the ring structure on two cross-sections, 07.04.2009.

Baikal (1-10 cm/s) is of the order of  $10^{-2}$  and, accordingly, the  $Ro \ll 1$  condition is realized. Previous field studies of currents in Lake Baikal, both in the background areas and in places of their intensification, have shown that the boundary layer in which velocities decrease and currents turning occurs is located in the first meters (1-3 m) from the ice (Zhdanov et al., 2017; Kirillin et al., 2020), and, therefore, the influence of friction at greater depths can be neglected. Considering all of the above, it can be stated that the field of currents under the ice of the ring structures of Lake Baikal is in a geostrophic balance, and the use of a dynamic method for calculating their velocity is justified.

Using the described dynamic method, geostrophic currents were calculated by four different approaches to calculating water density:

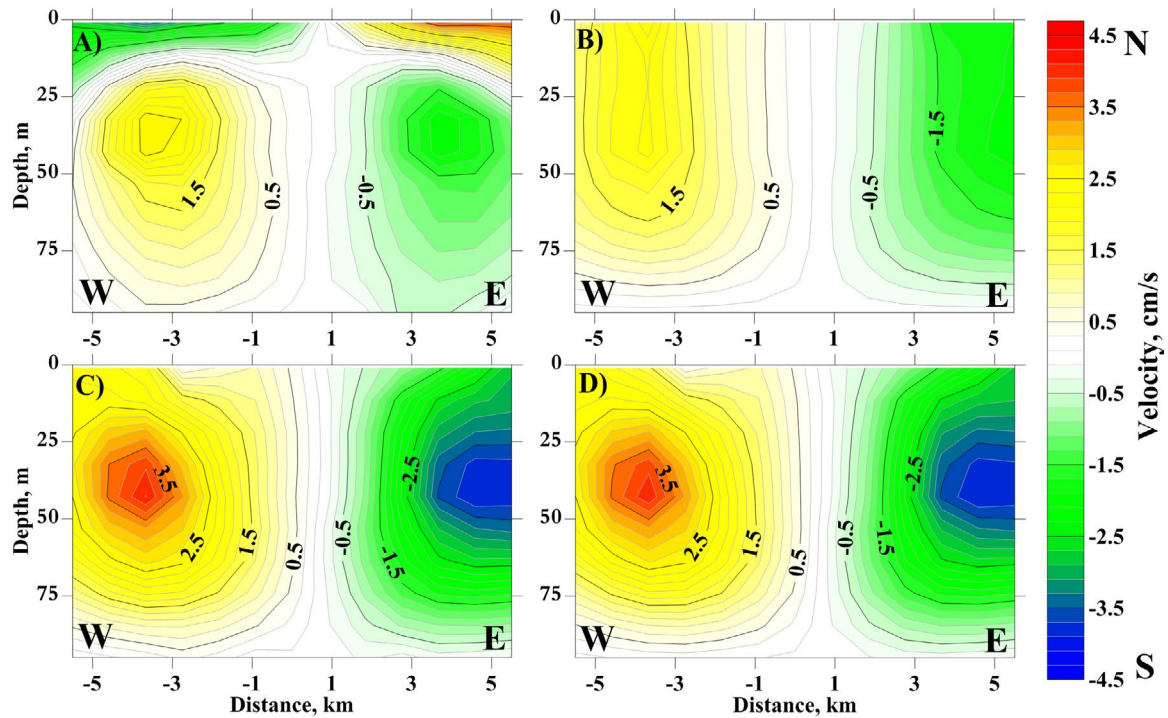
1. The density was calculated according to V.A. Krotova (1970), using the average mineralization of Baikal water. For more accurate determination of densities, the values from the specific volume table given in the paper were approximated by parabolas for each horizon.
2. According to the equation of state for fresh water (up to 0.6 g/kg) obtained by Chen and Millero (1986).
3. Using the original TEOS-10 software package, which uses the calculation of various thermodynamic parameters of the water state from the Gibbs function and its derivatives.
4. With TEOS-10 (IOC, SCOR and IAPSO, 2010), adapted for Baikal conditions.

The work done on regional adaptation of TEOS-10 algorithms consisted of the following. The use of standard  $S_{so}$  mineralization was changed from marine (35.16504 g/kg) to average Baikal mineralization (0.0965 g/kg). In this connection, the value of specific heat capacity was changed to the corresponding for this mineralization 4217.42 J/(kg K). The last one serves as a proportionality coefficient in the transition from potential enthalpy and conservative temperature. The standard atmospheric pressure was also changed to be appropriate for an altitude of 456 m above sea level (the water surface altitude of Lake Baikal). In addition, in the adapted TEOS-10 we use the calculation of various thermodynamic parameters directly from the Gibbs function and its derivatives, while the original version uses 75-degree polynomials to reduce the calculation time.

### 3. Results and discussion

By using four different water density methods, geostrophic current velocities were calculated on two cross sections through the 2009 ring structure (Fig. 1). The east-west cross-section, featuring a greater number of stations, was analyzed in detail, with results displayed in Fig. 3. It is clear that the geostrophic currents calculated using the first two methods differ significantly from those obtained using TEOS-10. This applies not only to the values of current velocities, but also to the directions. Thus, according to the Krotova method (Fig. 3A), both cyclonic circulation in the upper 20-meter layer with current velocities up to 4 cm/s and counter-current in deeper layers with velocities up to 3 cm/s are





**Fig.3.** Spatial distribution of current velocities on the section through the ring structure from west to east, calculated by different methods: A – by Krotova, B – by Chen-Millero, C – by original TEOS-10, D – by TEOS-10 adapted for Baikal. Negative currents are directed to the South, positive currents to the North.

observed. For TEOS-10, as for Chen-Millero the general character of the current distribution is different.

In Fig. 3B-D, we obtained an anticyclonic circulation in the entire 100-meter layer without counter-currents in the near-surface layer. The currents deeper than 40 meters calculated by Chen-Millero and Krotova are generally close in amplitude. In contrast, methods based on TEOS-10 show a significant enhancement of currents (up to 5 cm/s) in the thermocline zone (Fig. 3C,D) located at the periphery of the ring at 30-50 metres depth (Fig. 2). The peculiarity of the calculation using the Chen-Millero equation was that there was no decrease in the velocity of currents when approaching the surface (Fig. 3B), in contrast to the calculations using TEOS-10. The general trend for all methods indicated a decrease in currents as we approach the 100-meter depth due to the assumption of zero currents at the lower limit of integration (see Materials and Methods section).

The differences between the methods based on TEOS-10 are outwardly slightly noticeable. The character of the distribution of current directions at the stations generally coincides, but there are small differences in current velocities. In 75% of cases, the deviations between the methods do not exceed 0.1 cm/s (Fig. 4), but in 20% of cases they can reach 0.3 cm/s and higher, which can be already significant for winter currents.

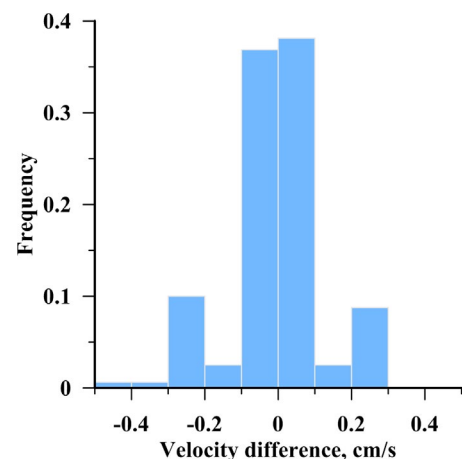
To make a detailed comparison of the calculated geostrophic current velocities in the eddy under the ice in 2009 with the actually measured currents in the similar eddy in 2020, vertical profiles of currents were constructed for two contrasting regions (Fig. 5.):

1. at the maximum of the currents between stations 4kW and 3kW, i.e.  $\sim 3.5$  km from the center of the ring structure

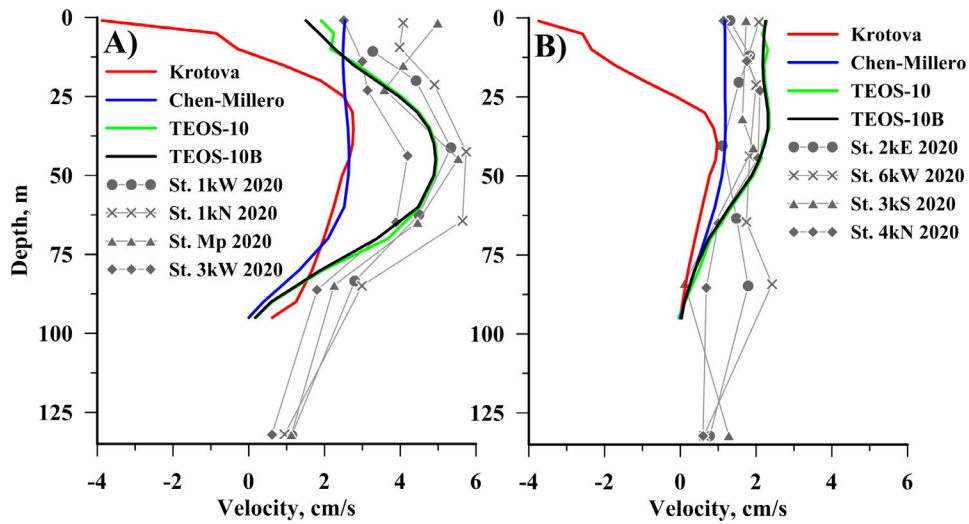
2. outside the ring structure, between stations 7kW and 4kW, i.e.  $\sim 5.5$  km from the center of the ring

The 2020 stations were chosen, respectively, at similar distances from the center of the ring, and the current moduli were calculated for them.

Analysis and comparison of calculated and measured current velocities showed that circulation in the area of the ice rings is anticyclonic, i.e. the currents rotate clockwise, which confirms the previous results of measurements (Granin et al., 2018) and mathematical modeling (Granin et al., 2015). The calculated current velocities using the TEOS-10 software package showed the best agreement with the measured data, both in terms of distribution and absolute values: the maximum velocities of the measured currents were 6 cm/s, the calculated ones – 5 cm/s, while according to the modeling results the range of maximum velocities was 5-7 cm/s



**Fig.4.** Probability distribution of the difference in calculated current velocities between the original TEOS-10 and the adapted one for Lake Baikal.

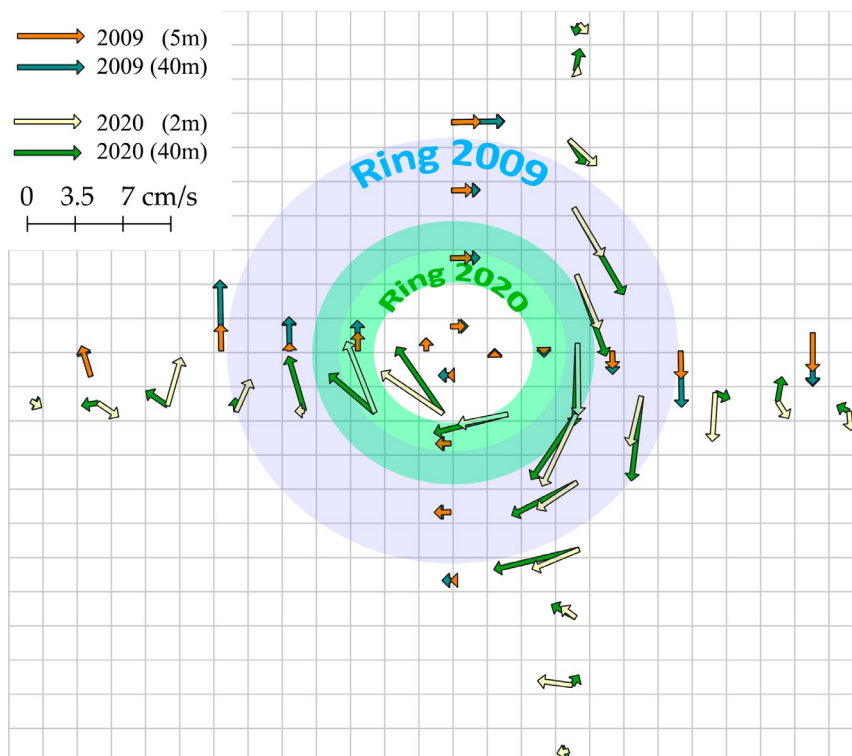


**Fig.5.** Vertical distribution of geostrophic current velocities calculated by different methods in comparison with *in situ* data obtained at the ring in 2020, for: A – in the area with maximum currents at the ring boundary (~3.5 km from the center), B – outside the ring structure (~5.5 km from the center).

(Granin et al., 2015). Out-of-date equations of state of water have been shown to be untenable. The maximum current velocities calculated with their application are twice underestimated compared to measurements. In the case of Krotova’s method, the currents even change their direction to the opposite, which is not confirmed either by experiments or theoretical estimates. The tendency of currents velocity decrease when approaching the surface was observed at most stations, although it was less pronounced compared to the results obtained using the dynamic method. The underestimated current velocities at a depth of 80 meters, relative to measured values, are attributed to the 100-meter depth limit of the integration.

By transitioning to a rectangular coordinate system centered on the ice rings, the current fields of

under-ice eddy structures from 2009 and 2020 can be compared visually (Fig. 6). Two depths were chosen for analysis: under-ice currents at a depth of 2–5 meters and maximum currents at a depth of 40 meters. The analysis shows that, despite the diameter of the 2020 ring (~4 km) being nearly 1.5 times smaller than the 2009 ring (> 6 km), the spatial structure of the currents is similar. It is worth noting some of the identified features. In general, the currents in 2020 were higher than in 2009. The maxima of the under-ice currents occur in the area of the ice ring itself (which leads to its accelerated melting and appearance on satellite images). In the same area, the currents at a depth of 40 meters can reach the equal magnitude as the under-ice currents. But the maximum currents develop beyond the boundary of the thawed area, forming a deep under-ice eddy



**Fig.6.** Current field in the region of ice rings formation in 2009 and 2020, combined relative to their centers, based on data of field observations and calculation by the dynamic method. The grid spacing is 500 m.

of larger diameter, which is confirmed by both measurements (Fig. 6) and calculations (Fig. 3D).

The detailed study of the formation and development of the 2020 ring, based on the analysis of satellite imagery and meteorological conditions in Southern Baikal, was carried out by Kouraev et al. (2021). The observed difference in the diameter of ice structures can be explained by the fact that, in 2020, the eddy did not have enough time to influence the ice surface. High daytime air temperatures, liquid precipitation, and strong wind gusts led to the rapid destruction of ice in the ring area. By tracking the drift of ice field fragments, Kouraev and co-authors (2021) estimated the current speeds in the eddy to be 7 cm/s, which corresponds well with the measurements obtained in this study and indicates the long-term stability of the eddy structure, as the currents remained unchanged over three weeks. This stability raises questions about possible energy sources that sustain circular currents for extended periods. Moreover, such anticyclonic currents act like pumps, continuously lifting biogen-rich deep water, thereby can enhance the spring phytoplankton productivity in the region of its formation. The presence of under-ice water with higher temperatures and lower mineralization (Fig. 2) further supports the notion of deep-water upwelling at the eddy center.

#### 4. Conclusions

For the first time, using distributed data on the spatial variability of under-ice water temperature and mineralization in the area of the Lake Baikal ring structure, geostrophic currents were calculated using the dynamic method with different equations of state of water. A series of vertical profiles of velocity and direction of currents, first measured in-situ in a similar eddy in 2020 to depths of more than 100 meters, were used as a reference. A comparison of different methods for calculating water density showed that outdated approaches, such as the Krotova method and the Chen-Millero equation, do not provide sufficient accuracy in determining specific volumes, leading to significant discrepancies between the calculated currents and in-situ data. In contrast, the TEOS-10 software package, adapted for Lake Baikal, demonstrated the highest calculation accuracy, reproducing both the vertical distribution of currents and their velocities.

The study of the spatial structure of under-ice eddies in 2009 and 2020 revealed their similarities despite differences in the diameters of the formed ice rings. The maximum velocities of under-ice currents calculated by TEOS-10, which reached 6 cm/s, are in good agreement with both in-situ observations and modeling results of previous researchers. It was established that circulation in the ice ring areas has an anticyclonic character and extends to depths of at least 100 meters, with maximum current speeds developing near the thermocline, which in both cases was located at depths of 40–50 meters. It was also shown that the maximum current velocities develop beyond the boundary of the melted ice ring area, forming a deeper under-ice eddy of larger diameter.

This work is important for deepening the understanding of hydrodynamic processes occurring in Lake Baikal, as well as for the development of currents monitoring methods.

#### Acknowledgements

The authors gratefully pay tribute to the memory of V.N. Zyryanov for organizing and financing the expedition work on the 2020 ring structure. The study was performed within the framework of the State Assignment of LIN SB RAS (0279-2021-0004 No. of registration 121032300154-8) with the support of IWP RAS (FMWZ-2022-0001 No. of state registration 122041100222-7).

#### Conflict of interest

The authors declare no conflicts of interest.

#### References

- Ainbund M.M. 1973. Results of field studies of currents in Southern Baikal. *Trudy. GGI [The works of GGI]* 203: 49-70. (in Russian)
- 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(3): 428-441. DOI: [10.1134/S0097807817030034](https://doi.org/10.1134/S0097807817030034)
- Blinov V.V., Granin N.G., Gnatovskiy R.Yu. et al. 2006. Determining water masses in Lake Baikal by T,S-analysis. *Geographiya i prirodnye resursy [Geography and Natural Resources]* 2: 63-69. (in Russian)
- Chen C.T., Millero F.J. 1978. The equation of state of seawater determined from sound speeds. *Journal of Marine Research* 36: 657-691.
- Chen C.T., Millero F.J. 1986. Precise thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range. *Limnology and Oceanography* 31(3): 657-662.
- Currents in Baikal. 1977. In: Afanasiev A.N., Verbovol V.I. (Ed.). Novosibirsk: Nauka. (in Russian)
- Feistel R. 2003. A new extended Gibbs thermodynamic potential of seawater. *Progress in Oceanography* 58: 43-114.
- Feistel R. 2008. A Gibbs function for seawater thermodynamics for -6 to 80°C and salinity up to 120 g kg<sup>-1</sup>. *Deep sea research* 55: 1639-1671.
- Fofonoff N.P., Millard Jr R.C. 1983. Algorithms for the computation of fundamental properties of seawater. UNESCO Technical Papers in Marine Sciences 44. DOI: [10.25607/OBP-1450](https://doi.org/10.25607/OBP-1450)
- Fomin L.M. 1964. The dynamic method in oceanography. Elsevier Oceanographic Series 2.
- Gill A.E. 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics. In: International Geophysics Series 30: San Diego, CA: Academic Press.
- Granin N.G., Dzhuson D., Zhdanov A.A. et al. 1999. Turbulent mixing of Lake Baikal water in the layer adjacent to ice and its role in the development of diatoms. *Doklady Akademii Nauk [Reports of the Academy of Sciences]* 366(6): 835-839. (in Russian)
- Granin N.G., Kozlov V.V., Tsvetova E.A. et al. 2015. Field studies and some results of numerical modeling of a ring structure on Baikal ice. *Doklady Earth Science* 461: 316-320. DOI: [10.1134/S1028334X15030204](https://doi.org/10.1134/S1028334X15030204)
- Granin N.G., Mizandroutsev I.B., Kozlov V.V. et al. 2018. Natural ring structures on the Baikal ice cover: analysis of

experimental data and mathematical modeling. *Russian Geology and Geophysics* 59(11): 1514-1525. DOI: [10.1016/j.rgg.2018.10.011](https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.10.011)

Granin N.G., Zhdanov A.A., Zavoruev V.V. et al. 1991. Features of the distribution of characteristics of the Baikal pelagic ecosystem during spring convection (based on research materials from 1990) Preprint of the USSR Academy of Sciences, Institute of Biophysics SB. Krasnoyarsk: IBF. (in Russian)

Hohman R., Kipfer R., Peeters F. et al. 1997. Processes of deep-water renewal in Lake Baikal. *Limnology and Oceanography* 42(5): 841-855.

IOC, SCOR and IAPSO. 2010. The international thermodynamic equation of seawater - 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission. Manuals and Guides 56: UNESCO. URL: <http://teos-10.org/pubs/TEOS-10/Manual.pdf>

Kirillin G., Aslamov I., Kozlov V. et al. 2020. Turbulence in the stratified boundary layer under ice: observations from Lake Baikal and a new similarity model. *Hydrology and Earth System Sciences* 24(4): 1691-1708. DOI: [10.5194/hess-24-1691-2020](https://doi.org/10.5194/hess-24-1691-2020)

Kouraev A.V., Zakharova E.A., Kostianoy A.G. et al. 2021. Giant ice rings in southern Baikal: multi-satellite data help to study ice cover dynamics and eddies under ice. *The Cryosphere* 15(9): 4501-4516. DOI: [10.5194/tc-15-4501-2021](https://doi.org/10.5194/tc-15-4501-2021)

Krotova V.A. 1970. Baikal water geostrophic circulation during period of summer thermal stratification. In: Galaziy G.I., Sokolnikov V.M. (Ed.) *Trudy of LIN SB AS USSR* 14(34) Leningrad: Nauka: 11-44. (in Russian)

Palshin N.I., Zdorovenkova G.E., Bogdanov S.R. et al. 2017. Geostrophic currents in the small ice-covered lake. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya [The successes of modern natural science]* 11: 89-94. (in Russian)

Rizk W., Kirillin G., Lepparanta M. 2014. Basin-scale circulation and heat fluxes in ice-covered lakes. *Limnology and Oceanography* 59(2): 445-464. DOI: [10.4319/lo.2014.59.02.0445](https://doi.org/10.4319/lo.2014.59.02.0445)

Shimaraev M.N., Troitskaya E.S. 2005. Seasonal peculiarities of geostrophic currents in the southern Baikal. *Geography and Natural Resources* 1: 58-65.

Sokolnikov V.M. 1960. On the currents and water temperature under ice cover in the Southern Baikal and near Angara source. *Trudy LIN SO Akadademii Nauk SSSR [The works of LIN SB SAS]* 18: 291-350. (in Russian)

Wagner W., Prub A. 2002. The IAPWS formulation 1995 for the thermodynamic properties of ordinary water substance for general and scientific use. *Journal of Physical and Chemical Reference Data* 31(2): 387-535.

Zhdanov A.A., Gnatovskii R.Yu., Granin N.G. et al. 2017. Variations of under-ice currents in Southern Baikal by data of 2012–2016. *Water Resources* 44(3): 442-452. DOI: [10.1134/S0097807817030186](https://doi.org/10.1134/S0097807817030186)

Zhdanov A.A., Granin N.G., Shimaraev M.N. 2001. The generation mechanism of under-ice currents in Lake Baikal. *Doklady Earth Science* 377(3): 329-332.

Zhdanov A.A., Makarov M.M., Kucher K.M. et al. 2014. Registration of currents using free-floating drifters. *Geographiya i prirodnye resursy [Geography and Natural Resources]* 1: 169-174. (in Russian)



# Исследование применимости различных подходов к расчету геострофических течений на примере подлёдных вихрей, формирующих ледовые кольцевые структуры озера Байкал

Асламов И.А.<sup>1\*</sup>, Жданов А.А.<sup>1</sup>, Гранин Н.Г.<sup>1</sup>, Блинов В.В.<sup>1</sup>,  
Зырянов Д.В.<sup>2</sup>, Гнатовский Р.Ю.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Лимнологический институт Сибирского отделения Российской академии наук, ул. Улан-Баторская, 3, Иркутск, 664033, Россия

<sup>2</sup> Институт водных проблем Российской академии наук, ул. Губкина, 3, Москва, 119333, Россия

**АННОТАЦИЯ.** Работа посвящена исследованию пространственного распределения горизонтальных течений в подлёдных антициклонических вихрях, приводящих к формированию кольцевых структур на весеннем льду озера Байкал. Горизонтальные поля геострофических течений рассчитывались с применением динамического метода, при этом основное внимание уделялось сравнению различных подходов к расчёту плотности воды, включая специально адаптированный для условий Байкала пакет программ TEOS-10. В качестве исходных данных использовались измеренные температуры и электропроводности воды в районе кольцевой структуры 2009 года. А в качестве референтных – серии профилей скорости и направления течений в аналогичном вихре 2020 года, измеренные впервые. Проведенные сравнения показали, что использование устаревших методов, таких как метод Кротовой или уравнение Чена-Миллера приводит к значительным расхождениям с реальными измерениями, тогда как адаптированный пакет TEOS-10 демонстрирует наилучшее согласование. В целом, динамический подход оказался состоятельным и может успешно применяться для изучения полей течений в озере Байкал. В ходе проведённых исследований впервые выявлен и описан ряд характерных особенностей структуры течений в исследованных подлёдных циркуляциях.

**Ключевые слова:** ледовые кольца, геострофические течения, антициклонический вихрь, уравнения состояния воды, Байкал

**Для цитирования:** Асламов И.А., Жданов А.А., Гранин Н.Г., Блинов В.В., Зырянов Д.В., Гнатовский Р.Ю. Исследование применимости различных подходов к расчету геострофических течений на примере подлёдных вихрей, формирующих ледовые кольцевые структуры озера Байкал // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 6. - С. 1546-1562. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-6-1546

## 1. Введение

Байкал – крупнейшее пресноводное озеро мира. Редкая чистота и исключительные свойства байкальской воды определяются условиями ее формирования, а также жизнедеятельностью животного и растительного мира озера. Жизнь озера во многом зависит от динамики водных масс Байкала. Перемещение вод и турбулентный обмен влияет на распределение энергии в водной толще, ее термический режим, перенос биогенных элементов и загрязнений, пространственное распределение фито- и зоопланктона, обогащение кислородом глубинных

и придонных слоев воды и многие другие явления в жизни озера. Поэтому исследование гидродинамических процессов является одной из важнейших задач для понимания функционирования экосистемы Байкала.

Большой объем данных по течениям озера был получен в 60-70-х годах прошлого столетия путем непосредственных наблюдений на буйковых станциях (БС) вертушками различных типов. Основным недостатком последних является высокий порог страгивания и, как следствие, невозможность измерять скорости ниже 2 см/с. Результаты этих наблюдений обобщены в работах В.М. Сокольниковой, А.А.

\*Автор для переписки.

Адрес e-mail: [ilya.aslamov@bk.ru](mailto:ilya.aslamov@bk.ru) (И.А. Асламов)

**Поступила:** 17 ноября 2024; **Принята:** 17 декабря 2024;  
**Опубликована online:** 25 декабря 2024

© Автор(ы) 2024. Эта работа распространяется под международной лицензией Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0.



Айбунда, В.И. Верболова и др. (Сокольников, 1960; Айбунд, 1973; Течения в Байкале, 1977). Более поздние работы (Гранин и др., 1991, Гранин и др., 1999; Жданов и др., 2001) позволили понять, что происходит в зонах интенсификации течений, как происходят процессы обновления глубинных вод, а также генерация течений подо льдом озера. Такие работы потребовали огромного вклада материальных ресурсов как на покупку дорогостоящего оборудования, так и на производство работ по установке и снятию БС. В советский период осуществление таких колоссальных проектов было доступно, однако с начала 1990-х годов эти возможности были утрачены, главным образом по финансовым причинам. В связи с чем, в последние три десятка лет подобных масштабных работ в Лимнологическом институте не проводилось. Более того, первый современный измеритель течения в институте появился лишь во второй половине 2010-ых годов.

Отсутствие приборной базы требовало применения других подходов к измерению течений, в частности разработки и изготовления свободно плавающих дрейфтеров (Жданов и др., 2014). Прямые же измерения сравнительно небольших скоростей течений в озере Байкал в летний период связаны со значительными трудностями, из-за необходимости учёта движения судна и его точной ориентации в пространстве с очень высокой точностью. В связи с тем, что дрейф судна, как правило, на порядок и более превышает скорости течения, то даже небольшие ошибки в определении его положения или скорости способны кардинально исказить рассчитываемые течения. Поэтому течения в озере Байкал в последние годы исследовали в основном в зимний период со льда озера (Асламов и др., 2017; Жданов и др., 2017; Kirillin et al., 2020).

Неудивительно, что в настоящее время наблюдается значительный рост интереса к получению пространственных данных о течениях в озере Байкал без применения дорогостоящей сети электромагнитных или доплеровских измерителей течений. Такую возможность предоставляет расчет геострофических течений, определяемых из условия геострофического баланса между горизонтальным градиентом давления и силой Кориолиса, возникающей в следствие вращения Земли. Для Байкала первые работы по геострофическим течениям проведены в конце 60-х начале 70-х годов В. А. Кротовой (1970). Она по данным о температуре воды, полученной глубоководными термометрами и термобатиграфами, с применением динамического метода рассчитала скорости течения для верхнего слоя озера. В дальнейшем динамический метод практически не использовался для Байкала, за исключением работы (Шимараев и Троицкая, 2005).

Преимущество рассматриваемой методики заключается в том, что она позволяет вычислить направления и скорости течений, используя лишь пространственное распределение плотности воды. Для точного расчета плотности воды, в свою очередь необходимо измерить ключевые параметры,

которые на неё влияют: температуру, минерализацию и давление, и рассчитать искомую плотность из уравнения состояния воды. Современные океанографические CTD зонды (типа SBE-25 и аналогичные приборы) позволяют измерять гидрофизические параметры с высокой точностью. Вопрос остаётся в нахождении связи между измеряемой зондом электропроводностью и искомой минерализацией воды, которая зависит от химического состава того или иного водоема, и в выборе самого уравнения состояния воды, подходящего для описания вод исследуемого озера.

В конце 70-х-начале 80-х XX в. годов вышла серия практических работ Чена и Миллеро (Chen and Millero, 1978) по исследованию плотности морской воды. Полученные ими результаты в 1980 году были обобщены в первом международном уравнении состояния морской воды – EOS-80 (Equation of State of Seawater, 1980). Затем в 1983 году был разработан набор алгоритмов UNESCO-1983 (Fofonoff and Millard, 1983), основанных на EOS-80, для расчета различных фундаментальных термодинамических свойств морской воды (скорость звука, коэффициенты термического расширения и сжимаемости, динамическая вязкость и др.). Как в EOS-80, так и в UNESCO-1983 использовалась практическая соленость, что снижало точность расчетов для нестандартных условий, и не позволяло применять уравнение состояния к пресным водоемам.

Лишь в 1986 г. уравнение состояния морской воды было адаптировано Ченом и Миллеро (Chen and Millero, 1986) для пресной воды. К сожалению, для слабоминерализованных вод и больших глубин озера Байкал использование этого уравнения напрямую приводило к большим расхождениям с данными *in situ*. Для адаптации уравнения к условиям озера Байкал, швейцарскими коллегами из EAWAG и сотрудниками лаборатории гидрологии и гидрофизики ЛИН СО РАН были проведены специальные экспериментальные работы по определению зависимости электропроводности от давления и температуры (Hohman et al., 1997; Блинов и др., 2006), которые позволили минимизировать расхождение теоретических и натуральных данных. Кроме того, и на других водоемах у лимнологов-практиков еще в 1980-х годах возник ряд вопросов к применимости уравнения состояния Чена-Миллеро в отдельных случаях.

Для устранения многочисленных нестыковок в уравнении Чена-Миллеро, а также более полного охвата данных по всему Мировому океану в 2005 году SCOR (Scientific Committee on Oceanic Research) и IAPSO (International Association for the Physical Sciences of the Oceans) учредили рабочую группу WG 127 по термодинамике и уравнению состояния морской воды. Спустя 5 лет в 2010 году были опубликованы результаты международного проекта TEOS-10 (IOC, SCOR and IAPSO, 2010), которые представляют собой пакет программ для расчета термодинамических свойств воды. В новом стандарте был произведен качественный скачок, основанный на фундаментальной физике: была обеспечена полная

взаимосогласованность всех термодинамических параметров воды за счет использования уравнения свободной энергии, основой которого является потенциал Гиббса (Wagner and Prub, 2002; Feistel, 2003; Feistel, 2008). Кроме того, разные агрегатные состояния: вода, лёд и влажный воздух в TEOS-10 описываются как единая термодинамическая система. Всё вышеперечисленное, вместе с переходом от практической солености к абсолютной обеспечили применимость нового стандарта к слабо-минерализованным водоёмам.

При попытке применения TEOS-10 для расчета геострофических течений озера Байкал выяснилось, что, как и в случае с уравнением Чена-Миллера, присутствуют неточности в расчёте плотности, и пакет TEOS-10 также требует проведения региональной адаптации. В связи с этим, была намечена цель данной методической работы по сравнению разных методов расчета геострофических течений (при различных алгоритмах расчета плотности) для озера Байкал и соотнесения результатов расчетов с имеющимися экспериментальными данными.

## 2. Материалы и методы

### Исходные данные

Для сравнения разных методов расчета геострофических течений, наиболее перспективными можно считать зимние данные о распределении гидрофизических характеристик, измеренные под заснеженным льдом. В это время минимально влияние внешних дестабилизирующих факторов: отсутствует касательное напряжение ветра и, соответственно, дрейфовые течения и волновая активность. А ледовый покров теплоизолирует водные массы от колебаний температуры воздуха. Поэтому, в качестве исходных данных была выбрана сеть станций, выполненных в виде креста 7 апреля 2009 года в районе обнаружения кольцевой структуры на льду озера в Южном Байкале (Гранин и др., 2015; 2018) (Рис. 1А). В виду того, что на 2009 год лаборатория не располагала измерителями течений, то в качестве референтных течений для проверки расчетов

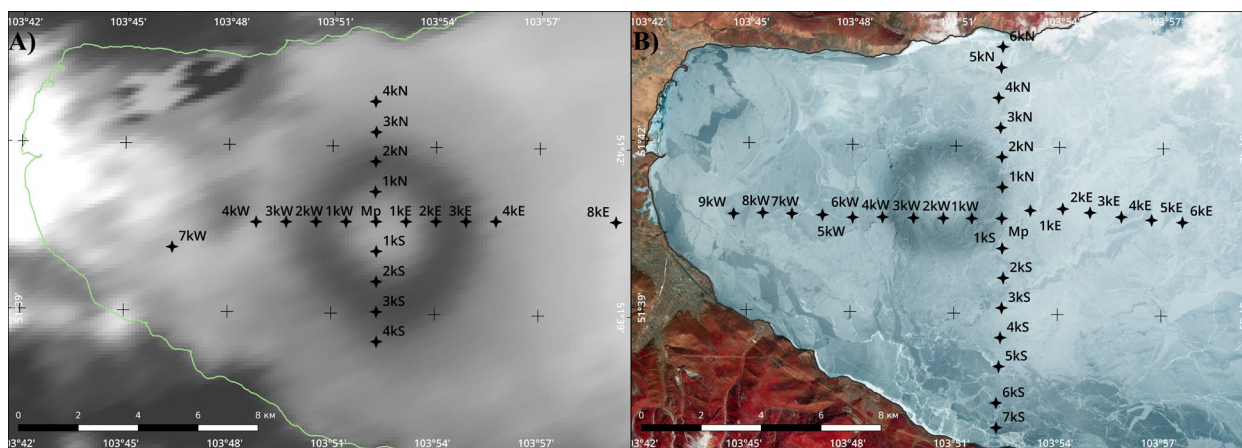
были использованы детальные данные, полученные на аналогичной кольцевой структуре проявившейся в этом же районе в 2020 году. Так как в 2020 году измерения проводились 4-5 апреля, а кольцевая структура на льду проявилась лишь 16 апреля, то, не имея визуального ориентира, расширенная сетка станций была проложена по тем же разрезам что и в 2009 году. В итоге сечения прошли практически по касательным к кольцу (Рис. 1В).

Измерения на станциях в 2009 году проводились CTD зондом SBE-19plus, получены профили распределения температуры (точность  $\pm 0,002^\circ\text{C}$ ) и электропроводности воды ( $\pm 0,0003 \text{ S/m}$ ), по данным о которых рассчитана сумма основных ионов воды (далее в тексте минерализация) по методике, предложенной Р. Хоманном с соавторами (1997) и адаптированной для условий Байкала в (Блинов и др., 2006). Использовались данные для верхнего 100-метрового слоя воды, усредненные по 5-метровым интервалам, приведенные на Рис. 2.

В 2020 году проводились измерения скоростей течений электромагнитным измерителем JFE INFINITY-EM AEM-USB (JFE) с разрешением по скорости 0,02 см/с, и по направлению 0,01°. Так как JFE не оборудован датчиком давления, была изготовлена специальная подвесная система со стабилизационным крылом, для исключения вращения измерителя вокруг своей оси, и оборудованная измерителем температуры и давления RBRDuo<sup>2</sup>T.D для фиксации глубины измерения течений.

### Методы расчета

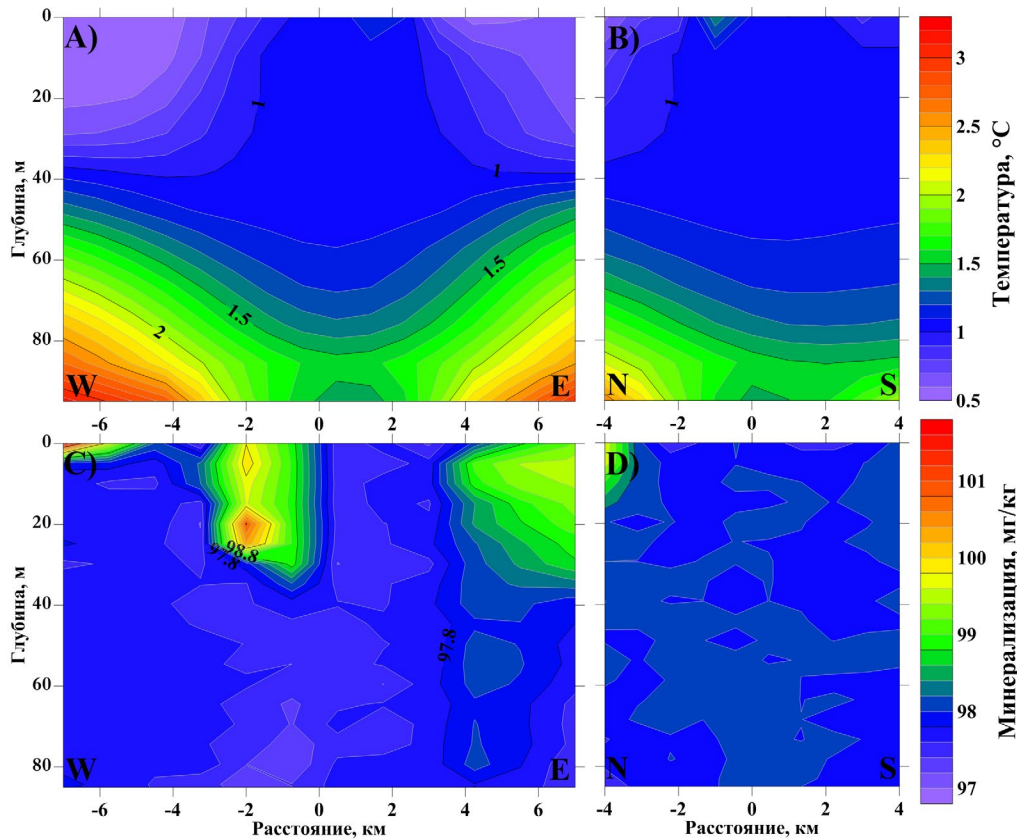
Для расчета геострофических течений нами применялся динамический метод, основанный на определении градиента динамической высоты между станциями вертикального разреза, описанный подробно Фоминым (1964), и имевший успешное применение на озерах в подледный период (см. напр. Rizk et al., 2014, Пальшин и др., 2017). Компонента скорости течения, нормальная к направлению вертикального сечения, в этом методе вычисляется из условия баланса между горизонтальным градиентом давления и силой Кориолиса:



**Рис.1.** Светоскорректированные спутниковые снимки и схемы расположения станций поперечных разрезов в районе кольцевых структур на льду озера в Южном Байкале:

А – 19.04.2009 г. (MODIS, Aqua <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/> – дата обращения 01.12.2024);

В – 15.04.2020 г. (Sentinel-2 L1C <https://dataspace.copernicus.eu/> – дата обращения 01.12.2024).



**Рис.2.** Пространственное распределение температуры (A,B) и минерализации (C,D) воды под кольцевой структурой на двух поперечных разрезах, 07.04.2009.

$$f u_z = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_z}{\partial y}, \quad (1)$$

где:  $f$  - параметр Кориолиса,  $u_z$  – компонента скорости течения на глубине  $z$ ,  $P_z$  – давление на глубине  $z$ ,  $\rho_0$  – средняя плотность воды,  $dy$  – горизонтальное расстояние между станциями. При этом давление для каждой из станций находилось путем вертикального интегрирования выражения:

$$P_z = \int_{z_0}^z \rho g dz, \quad (2)$$

где:  $\rho$  – плотность воды,  $g$  – ускорение свободного падения,  $z$  – глубина. Интегрирование проводилось снизу вверх от начальной глубины  $z_0$  до глубины  $z$ . Затем, после подстановки интегрированной разности давлений для пары станций в уравнение (1), находилась поперечная скорость между станциями:

$$u_z = -\frac{1}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial y} g dz + C, \quad (3)$$

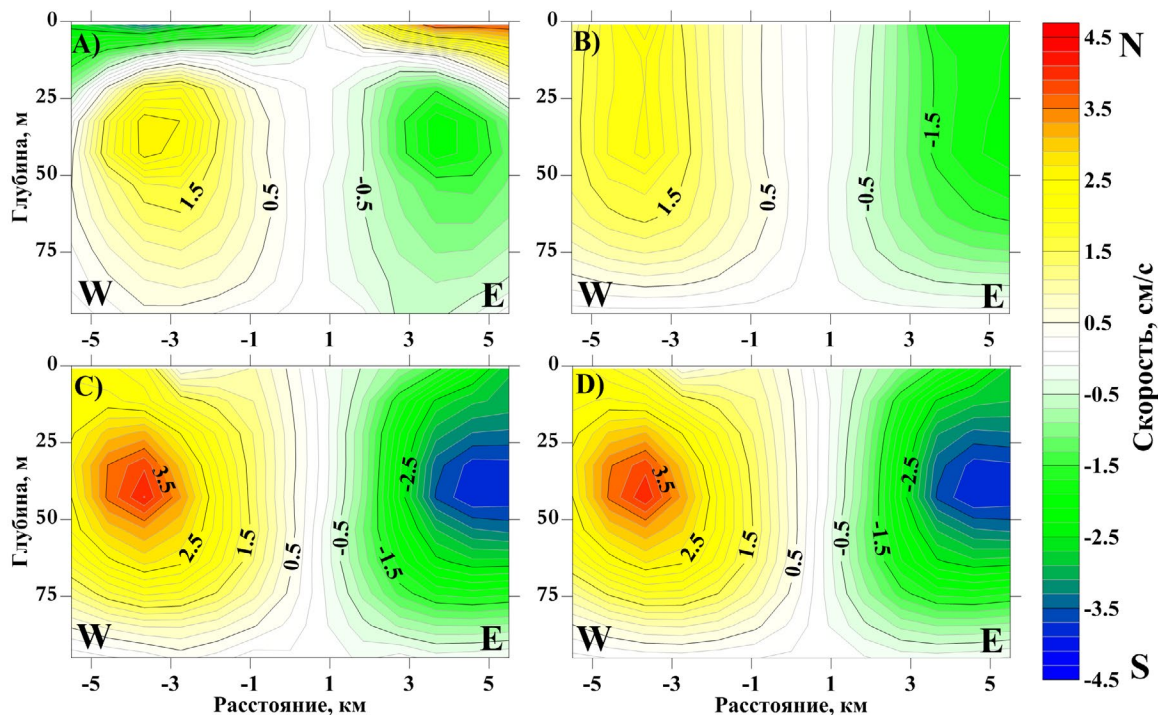
где  $C$  – постоянная интегрирования, принятая равной нулю исходя из того, что мы рассматриваем стационарный вихрь, расположенный в центре озера, вдали от прибрежных течений, и, соответственно, расход воды через его поперечное сечение можно считать равным нулю. Также было принято допущение равенства нулю скоростей течений на начальной глубине  $z_0$ .

Описанная методика справедлива при условии соблюдения геострофического баланса, а, следовательно, должны выполняться следующие условия (Gill, 1982):

1. ширина озера должна превышать радиус деформации Россби ( $R_{rad}$ );
2. число Россби ( $Ro = u/Lf$ , где  $u$  и  $L$  – характерные масштабы скорости течения и размеров озера), должно быть много меньше 1;
3. силы трения не должны оказывать влияния на геострофическое равновесие, а, следовательно, нужно работать вне пограничных слоев Экмана.

В предыдущих работах по исследованию кольцевых структур на льду озера Байкал (Грагин и др., 2015; 2018) было показано, что радиус ледовых колец сопоставим с бароклинным радиусом деформации Россби, оценки которого лежат в интервале 1400-2300 м, и гораздо меньше горизонтальных размеров озера Байкал. Оценка числа  $Ro$  для подледных течений озера Байкал (1-10 см/с) имеет порядок  $10^{-2}$  и, соответственно, условие  $Ro \ll 1$  выполняется. Предыдущие натурные исследования течений на Байкале, как в фоновых районах, так и в местах их интенсификации, показали, что пограничный слой, в котором происходит снижение скорости и подворот течений находится в первых метрах (1-3 м) ото льда (Жданов и др., 2017; Kirillin et al., 2020), а, следовательно, на больших глубинах влиянием трения можно пренебречь. Учитывая всё вышеперечисленное, можно констатировать что поле течений подо льдом кольцевых структур озера Байкал находится в геострофическом равновесии, и применение динамического метода расчета их скорости оправдано.





**Рис.3.** Пространственное распределение скоростей течений на разрезе через кольцевую структуру с запада на восток, рассчитанных разными методами: А – по Кротовой, В – по Чену-Миллеро, С – по оригинальному TEOS-10, D – по TEOS-10 адаптированному для Байкала. Отрицательные течения направлены на Юг, положительные на Север.

По описанному динамическому методу был произведен расчет геострофических течений используя четыре разных подхода к расчету плотности воды:

1. Плотность рассчитывалась по В.А. Кротовой (1970), при этом использовалась средняя минерализация байкальской воды. Для более точного определения плотностей, значения из приведенной в работе таблицы удельных объемов были аппроксимированы параболой для каждого горизонта
2. По уравнению состояния пресной (до 0.6 г/кг) воды полученном Ченом и Миллеро (1986)
3. С использованием оригинального пакета программ TEOS-10 в котором используется вычисление различных термодинамических параметров состояния воды из функции Гиббса и её производных
4. По TEOS-10 (IOC, SCOR and IAPSO, 2010), адаптированному нами для условий Байкала.

Проведенная работа по региональной адаптации алгоритмов TEOS-10 заключалась в следующем. Заменено использование стандартной минерализации  $S_{so}$  с морской (35,16504 г/кг) на среднюю байкальскую (0,0965 г/кг). В связи с этим, изменена и величина удельной теплоемкости на соответствующие для этой минерализации 4217,42 Дж/(кг К). Последняя служит коэффициентом пропорциональности при переходе от потенциальной энтальпии и консервативной температуре. Стандартное атмосферное давление также было изменено на соответствующее для высоты 456 м над уровнем моря

(высота водной поверхности озера Байкал). Кроме этого, в адаптированном TEOS-10 нами используется вычисление различных термодинамических параметров напрямую из функции Гиббса и её производных, в то время как в оригинальной версии, с целью сокращения времени вычисления, для них построены отдельные полиномы 75 степени.

### 3. Результаты и обсуждение

С использованием четырех методов определения плотности воды были рассчитаны скорости геострофических течений на двух поперечных разрезах через кольцевую структуру 2009 года (Рис. 1). Так как разрез с запада на восток был представлен большим количеством станций, остановимся подробнее на полученных на нём результатов, представленных на Рис. 3. Очевидно, что геострофические течения, вычисленные по первым двум методам, значительно отличаются от течений, полученных с использованием TEOS-10. Это относится не только к величинам скоростей течений, но и к направлениям. Так, по методу Кротовой (Рис. 3А) отмечается как циклоническая циркуляция в верхнем 20-метровом слое со скоростями течения до 4 см/с, так и противотечение в более глубоких слоях со скоростями до 3 см/с. По TEOS-10 общий характер распределения течений другой, как и по Чену-Миллеро.

На Рис. 3В-Д получилась антициклоническая циркуляция во всем 100-метровом слое, без противотечений в приповерхностном слое. Течения глубже 40 метров, рассчитанные по Чену-Миллеро и по Кротовой в целом близки по амплитуде. В отличие от них, методы основанные на TEOS-10, пока-

зывают значительное усиление течений (до 5 см/с) в области термоклина (Рис. 3С,D) располагавшегося на периферии кольца в области глубин 30-50 метров (Рис. 2). Особенность расчета по уравнению Чена-Миллера заключалась в то, что не проявлялось уменьшение скорости течений при приближении к поверхности (Рис. 3В), в отличие от расчётов с использованием TEOS-10. Общая тенденция для всех методов – спад течений по мере приближения к 100 метровому горизонту, объясняется принятым допущением равенства нулю течений на нижнем пределе интегрирования (см. раздел материалы и методы).

Различия между методами, основанными на TEOS-10 внешне слабо заметны, характер распределения направлений течений на станциях в целом совпадает, но существуют небольшие расхождения в скоростях течений. В 75% случаях отклонения между методами не превышают 0.1 см/с (Рис. 4), но в 20% могут достигать 0.3 см/с и выше, что может быть уже существенным для подледных течений.

Для проведения детального сравнения расчетных скоростей геострофических течений в вихре подо льдом 2009 года, с реально измеренными течениями в подобном же вихре 2020 года, были построены вертикальные профили течений для двух контрастных областей (Рис. 5):

1. в максимуме течений между станциями 4кW и 3кW, т.е. в ~3,5 км от центра кольцевой структуры
2. за пределами кольцевой структуры, между станциями 7кW и 4кW, т.е. в ~5,5 км от центра кольца

Станции 2020 года выбирались, соответственно, на схожих расстояниях от центра кольца, и для них рассчитывались модули течений.

Анализ и сравнение расчетных и измеренных скоростей течений показало, что циркуляция в районе ледовых колец антициклоническая, т.е. течения вращаются по часовой стрелки, что подтверждает предыдущие результаты измерений (Гранин и др.,

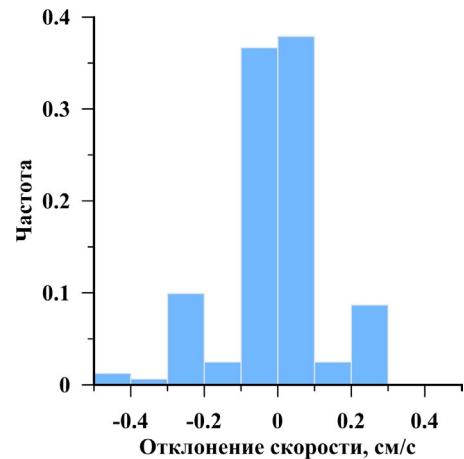


Рис.4. Вероятностное распределение разности в расчетных скоростях течений между оригинальным пакетом TEOS-10 и адаптированным для оз. Байкал.

2018) и математического моделирования (Гранин и др., 2015). Рассчитанные скорости течений с использованием пакета программ TEOS-10 показали наилучшее согласование с измеренными данными, как по характеру распределения, так и по абсолютным значениям: максимальные скорости измеренных течений составили 6 см/с, расчетных – 5 см/с, в то время как по результатам моделирования диапазон максимальных скоростей составлял 5-7 см/с (Гранин и др., 2015). Устаревшие уравнения состояния воды показали свою несостоятельность. Рассчитанные с их применением максимальные скорости течений в два раза занижены по сравнению с измерениями. А в случае с методом Кротовой течения даже меняют направление на противоположное, что не подтверждается ни экспериментом, ни теоретическими оценками. Тенденция снижения скоростей течений при приближении к поверхности на большинстве станций имеет место, но не так выражена, как это показывает расчет по динамическому методу. Заниженные расчетные скорости течений на глубине 80 метров относительно измеренных, связаны с ограниченной 100 метрами глубиной интегрирования.

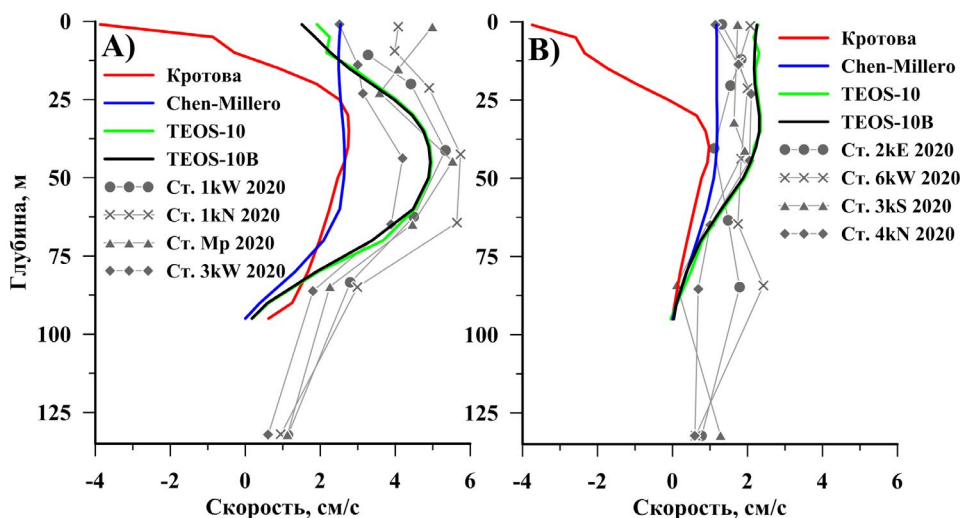


Рис.5. Вертикальное распределение рассчитанных разными методами скоростей геострофических течений в сравнении с натурными данными полученными на кольце 2020 года, для: А – в районе с максимумом течений на границе кольца (~3,5 км от центра), В – за пределами кольцевой структуры (~5,5 км от центра).

Теперь, если перейти в прямоугольную систему координат с началом в центрах ледовых колец, то можно наглядно сравнить поле течений в подледных вихревых структурах 2009 и 2020 годов (Рис. 6). Для исследования были выбраны два горизонта: подледные течения в слое 2-5 м, и на глубине 40 м, в районе максимальных скоростей. Анализ показывает, что, несмотря на то, что диаметр кольца 2020 года (~4 км) почти в полтора раза меньше 2009 года (> 6 км) пространственная структура течений в них схожа. Стоит отметить, некоторые выявленные особенности. В целом, течения в 2020 году были выше, чем в 2009. Максимумы скоростей подледных течений приходятся на область непосредственно ледового кольца (что и приводит к его ускоренному протаиванию и проявлению на космоснимках). В этом же районе скорости течений на глубине 40 метров могут достигать такой же величины что и подледные. Но самые большие скорости течений развиваются уже за границей протаявшей области, формируя глубинный подледный вихрь большего диаметра, что подтверждается как измерениями (Рис. 6) так и расчетами (Рис. 3D).

Подробное изучение формирования и развития кольца 2020 года на основании анализа космических снимков и метеоусловий в Южном Байкале провел в своей работе (Kouraev et al., 2021). Выявленная разница в диаметре ледовых структур может быть объяснена тем, что в 2020 году вихрь просто не имел достаточно времени для влияния на ледовую поверхность: высокие дневные температуры воздуха, жидкие осадки и сильные порывы ветра, привели к стремительному разрушению льда в районе кольца. Проследив за переносом обломков ледовых полей Кураев с соавторами (2021) получили оценки скорости течений в вихре равными 7 см/с, что хорошо согласуется с нашими измерени-

ями, и свидетельствует о долговременной стабильности вихревой структуры, течения в которой за 3 недели не изменились. Такая стабильность заставляет задуматься о возможных источниках энергетической подпитки, способствующих длительному поддержанию кругового течения. Кроме того, подобное антициклоническое течение работает как насос, поддерживая постоянный подъем обогащенных биогенами глубоких слоев воды, и способствуя повышенной биопродуктивности весеннего фитопланктона в районе ее образования. О подъеме глубинных вод в центре вихря также свидетельствует присутствие подледной воды с повышенной температурой и пониженной минерализацией (Рис. 2).

#### 4. Выводы

Впервые, по данным о пространственной изменчивости температуры и минерализации подледной воды в районе кольцевой структуры озера Байкал проведен расчет геострофических течений динамическим методом с использованием разных уравнений состояния воды. В качестве эталона использовались серии вертикальных профилей скорости и направления течений, впервые измеренные *in-situ* в аналогичном вихре 2020 года до глубин более 100 метров. Сравнение различных методов расчёта плотности воды показало, что устаревшие подходы, такие как табличный метод В.А. Кротовой и уравнение Чена-Миллера, не обеспечивают достаточной точности определения удельных объемов что приводит к значительным расхождениям рассчитанных течений с натурными данными. В то время как адаптированный для Байкала пакет программ TEOS-10 продемонстрировал наивысшую точность расчётов, воспроизводя как характер вертикального распределения течений, так и их скорость.

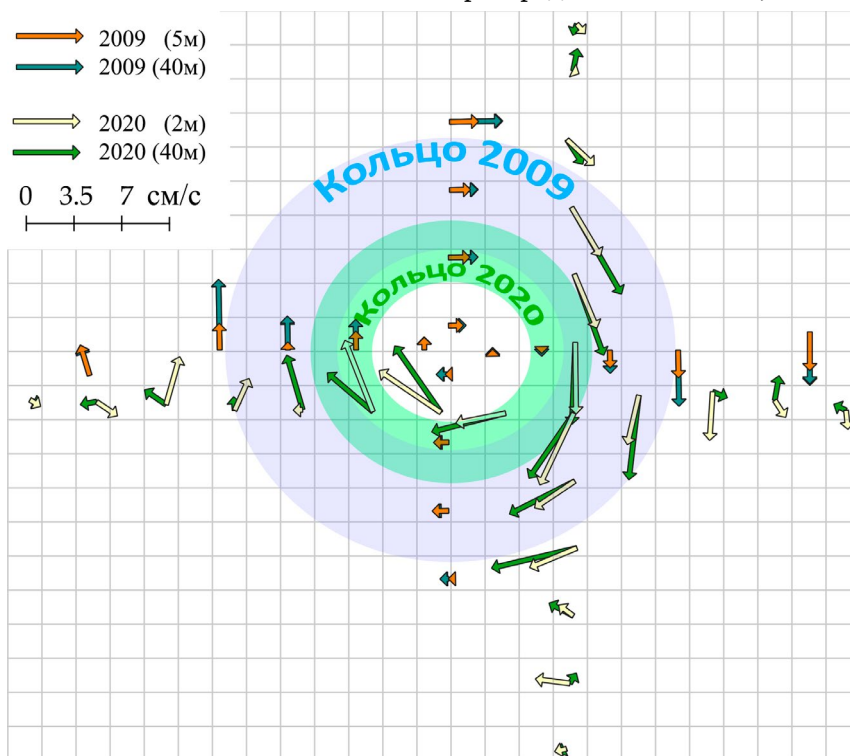


Рис.6. Поле течений в районе формирования ледовых колец 2009 и 2020 годов, совмещенное относительно их центров, по данным натурных наблюдений и расчета динамическим методом. Шаг сетки – 500 м.



Исследование пространственной структуры подледных вихрей в 2009 и 2020 годах показало их схожесть, несмотря на различия в диаметре образовавшихся ледовых колец. Рассчитанные по TEOS-10 максимальные скорости подледных течений, достигавшие 6 см/с, хорошо согласуются как с натурными наблюдениями, так и с результатами моделирования предыдущих исследователей. Установлено, что циркуляция в районе ледовых колец имеет антициклонический характер и распространяется до глубин не менее 100 метров, с максимальными скоростями течений, развивающимися в районе термоклина располагавшегося в обоих случаях на глубинах 40–50 метров. Показано, что максимальные скорости течений развиваются за границей протаявшей области ледового кольца, формируя глубинный подледный вихрь большего диаметра.

Проведенная работа имеет важное значение для углубления понимания гидродинамических процессов происходящих в озере Байкал, а также развития методов мониторинга течений.

## Благодарности

Авторы с благодарностью отдают дань памяти В.Н. Зырянову за организацию и финансирование экспедиционных работ на кольцевой структуре 2020 года. Исследование выполнено в рамках Государственного задания ЛИН СО РАН (0279-2021-0004 № гос. регистрации 121032300154-8) при поддержке ИВП РАН (FMWZ-2022-0001 № гос. регистрации 122041100222-7).

## Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

## Список литературы

Chen C.T., Millero F.J. 1978. The equation of state of seawater determined from sound speeds. *Journal of Marine Research* 36: 657-691.

Chen C.T., Millero F.J. 1986. Precise thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range. *Limnology and Oceanography* 31(3): 657-662.

Feistel R. 2003. A new extended Gibbs thermodynamic potential of seawater. *Progress in Oceanography* 58: 43-114.

Feistel R. 2008. A Gibbs function for seawater thermodynamics for -6 to 80°C and salinity up to 120 g kg<sup>-1</sup>. *Deep sea research* 55: 1639-1671.

Fofonoff N.P., Millard Jr R.C. 1983. Algorithms for the computation of fundamental properties of seawater. UNESCO Technical Papers in Marine Sciences 44. DOI: [10.25607/OBP-1450](https://doi.org/10.25607/OBP-1450)

Fomin L.M. 1964. The dynamic method in oceanography. Elsevier Oceanographic Series 2.

Gill A.E. 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. In: International Geophysics Series 30: San Diego, CA: Academic Press.

Hohman R., Kipfer R., Peeters F. et al. 1997. Processes of deep-water renewal in Lake Baikal. *Limnology and Oceanography* 42(5): 841-855.

IOC, SCOR and IAPSO. 2010. The international thermodynamic equation of seawater - 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission. Manuals and Guides 56: UNESCO. URL: <http://teos-10.org/pubs/TEOS-10/Manual.pdf>

Kirillin G., Aslamov I., Kozlov V. et al. 2020. Turbulence in the stratified boundary layer under ice: observations from Lake Baikal and a new similarity model. *Hydrology and Earth System Sciences* 24(4): 1691-1708. DOI: [10.5194/hess-24-1691-2020](https://doi.org/10.5194/hess-24-1691-2020)

Kouraev A.V., Zakharova E.A., Kostianoy A.G. et al. 2021. Giant ice rings in southern Baikal: multi-satellite data help to study ice cover dynamics and eddies under ice. *The Cryosphere* 15(9): 4501-4516. DOI: [10.5194/tc-15-4501-2021](https://doi.org/10.5194/tc-15-4501-2021)

Rizk W., Kirillin G., Lepparanta M. 2014. Basin-scale circulation and heat fluxes in ice-covered lakes. *Limnology and Oceanography* 59(2): 445-464. DOI: [10.4319/lo.2014.59.02.0445](https://doi.org/10.4319/lo.2014.59.02.0445)

Wagner W., Prub A. 2002. The IAPWS formulation 1995 for the thermodynamic properties of ordinary water substance for general and scientific use. *Journal of Physical and Chemical Reference Data* 31(2): 387-535.

Айнбунд М.М. 1973. Результаты натурных исследований течений в Южном Байкале. *Труды ГТИ* (203): 49-70.

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)

Блинов В.В., Гранин Н.Г., Гнатовский Р.Ю. и др. 2006. Определение водных масс в озере Байкал методом T, S – анализа. *География и природные ресурсы* 2: 63-69.

Гранин Н.Г., Джусон Д., Жданов А.А. и др. 1999. Турбулентное перемешивание вод озера Байкал в слое, непосредственно примыкающем ко льду, и его роль в развитии диатомовых водорослей. *Доклады Академии Наук* 366(6): 835-839.

Гранин Н.Г., Жданов А.А., Заворуев В.В. и др. 1991. Особенности распределения характеристик экосистемы пелагиали Байкала в период весенней конвекции (по материалам исследований 1990 г.). Препринт АН СССР, Сибирское отделение, Институт биофизики. Красноярск: ИБФ.

Гранин Н.Г., Козлов В.В., Цветова Е.А. и др. 2015. Полевые исследования и некоторые результаты численного моделирования кольцевой структуры на льду озера Байкал. *Доклады Академии Наук* 461 (3): 343-347. DOI: [10.7868/S0869565215090194](https://doi.org/10.7868/S0869565215090194)

Гранин Н.Г., Мизандронцев И.Б., Козлов В.В. и др. 2018. Кольцевые структуры на ледовом покрове озера Байкал: анализ экспериментальных данных и математическое моделирование. *Геология и геофизика* 59(11): 1890-1903. DOI: [10.15372/GiG20181111](https://doi.org/10.15372/GiG20181111)

Жданов А.А., Макаров М.М., Кучер К.М. и др. 2014. Регистрация течений с использованием свободно плавающих дрейфтеров. *География и природные ресурсы* 1: 169-174.

Жданов А.А., Гнатовский Р.Ю., Гранин Н.Г. и др. 2017. Изменчивость подледных течений в Южном Байкале по данным 2012–2016 гг. *Водные ресурсы* 44(3): 311–321. DOI: [10.7868/S032105961703018X](https://doi.org/10.7868/S032105961703018X)

Жданов А.А., Гранин Н.Г., Шимараев М.Н. 2001. О механизмах генерации подледных течений в Байкале. *Доклады Академии Наук* 377(3): 392-395.

Кротова В.А. 1970. Геострофическая циркуляция вод Байкала в период прямой термической стратификации. *Труды ЛИН СО АН СССР* 14(34): 11-44.

Пальшин Н.И., Здоровеннова Г.Э., Богданов С.Р. и др. 2017. Геострофические течения в малом озере подо льдом. *Успехи современного естествознания* 11: 89-94.



Сокольников В.М. 1960. О течениях и температуре воды под ледяным покровом южной части Байкала и у истока р. Ангары. Труды ЛИН СО АН СССР 18: 291-350.

Течения в Байкале. 1977. В: Афанасьев А.Н., Верболов В.И. (ред.). Новосибирск: Наука.

Шимараев М.Н., Троицкая Е.С. 2005. Сезонные особенности геострофических течений в южном Байкале. География и природные ресурсы 1: 58-65