

The impact of cloudiness on the plankton biomass in Lake Dolgoe (Belarus) during the spring thermal bar

Original Article

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGY

Tsydenov B.O.^{1,*}, Sukhovilo N.Yu.², Degi D.V.¹, Bart A.A.¹, Trunov N.S.¹,
Lutsenko A.V.¹, Vlasova D.B.², Karpaeva A.Yu.²

¹Tomsk State University, Lenin Ave., 36, Tomsk, 634050, Russia

²Belarusian State University, Nezavisimosti Ave., 4, Minsk, 220030, Belarus

ABSTRACT. Mathematical modeling was used to study the impact of cloudiness on the plankton dynamics in Lake Dolgoe (Belarus) during the spring thermal bar. Three computational experiments, involving different cloudiness values, were carried out, and in which the other meteorological parameters (air temperature, relative humidity, atmospheric pressure, wind speed, and wind direction) were set on the grounds of the data sourced from the weather station located in the urban settlement of Sharkovshchina, for March 2024. The computation outcome revealed that the extent of the sky cover with the clouds contributes to the non-uniform distribution of the phyto- and zooplankton in Lake Dolgoe in early spring.

Keywords: numerical modeling, phytoplankton, zooplankton, thermal bar, Lake Dolgoe

For citation: Tsydenov B.O., Sukhovilo N.Yu., Degi D.V., Bart A.A., Trunov N.S., Lutsenko A.V., Vlasova D.B., Karpaeva A.Yu. The impact of cloudiness on the plankton biomass in Lake Dolgoe (Belarus) during the spring thermal bar // Limnology and Freshwater Biology. 2025. - № 4. - P. 491-504. DOI: 10.31951/2658-3518-2025-A-4-491

1. Introduction

Contemporary research studies (McCoy et al., 2015; Gao et al., 2020) attest to a ~50% increase in the amount of the aerosol particles in the atmosphere during phytoplankton blooms, caused by the growing concentration of the sulfur-containing compounds, which are products of the phytoplankton activity. This leads to formation of thick clouds. The latter, in turn, reduce the share of solar radiation reaching the water surface, and that contributes to the increase in the primary production in the body of water. Interaction between clouds and plankton biomass is of particular interest during development of the thermal bar phenomenon, which constitutes a narrow zone of immersion in water at the temperature of maximum density.

The phenomenon of thermal bar in the lakes of Belarus is barely explored. L.V. Guryanova, using the example of a shallow cooling pond of the thermal power plant (Lake Belye, Berezovsky district of the Brest region), discussed the presence of the core zone of cold waters (2–3 °C) and the zone of the monomictic regime (the water temperature of 6–14 °C) at the border of the central part of the lake in the winter-spring season. The thermal bar is formed at their border, which functions as density barrier and limits the spread

of the warmer waters across the water area of the cooling pond (Guryanova, 1989).

The observation evidence in relation to water temperature and conducted by the Hydrometeorological Service of the Republic of Belarus comprise the data on distribution of the water temperatures in Lake Naroch in the spring and autumn seasons, which is bespoke of development of the thermal bar, when the temperatures in the shallow and deep-water verticals are on the opposite sides of the isotherm corresponding to the temperature of the maximum water density (State Water Cadastre, 1964–2023).

The purpose of this research is to conduct the numerical study of the impact of cloudiness on the plankton dynamics during development of the spring thermal bar in Lake Dolgoe (Belarus).

2. Materials and methods

Lake Dolgoe is the deepest lake in Belarus (the maximum depth is 53.7 m). The lake basin is of a glacial origin, and belongs to the trough type; it stretches from northwest to southeast for as far as 6 km. The long axis of the lake coincides with direction of the prevailing winds within the study zone, and that con-

*Corresponding author.

E-mail address: tsydenov@math.tsu.ru (Bair O. Tsydenov)

Received: June 30, 2025; **Accepted:** July 27, 2025;

Available online: August 31, 2025

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



tributes to the fairly active mixing of the water mass during the seasons of the thermal bar formation, without formation of any distinct thermal stratification. The geographical positioning of the object of the study is shown in Figure 1.

When using the mathematical model, the longitudinal section of Lake Dolgoy is taken into consideration (Fig. 2, left), the length and depth of the computational domain (which is covered by the grid with spaces of $h_x = 12.5$ m and $h_z = 1.5$ m) are 4.6 km and 54 m, respectively (Fig. 2, right). The bathymetric data are taken from the research study (Vlasov et al., 2002). The time step is 20 seconds.

Reproduction of the thermohydrodynamic and hydrobiological processes was carried out on the grounds of the numerical model (Tsydenov, 2022) over the time period from 20.03.2024 to 31.03.2024 and using the meteorological data (air temperature, relative humidity, atmospheric pressure, wind speed, and wind direction) from the weather station located in the urban settlement of Sharkovshchina, for March 2024 (Raspisaniye Pogodi, 2024). The value of cloudiness in the computational experiments was specified according to Table 1.

The relationship between photosynthesis and light in the model is described by the function

$$f(I) = \frac{\alpha I}{\sqrt{\mu_{\max}^2 + \alpha^2 I^2}},$$

where $\mu_{\max}$ is the maximum growth rate of the phytoplankton; α is the initial tangent;

$$I = I_s \cdot PAR \cdot \exp \left\{ -d \left(k_{\text{water}} + k_{\text{chl}} \int_d^{L_z} Chl(z) dz \right) \right\},$$

here I_s is the light reaching the water surface; PAR is photosynthetically active radiation ($=0.43$); d is the depth; Chl is concentration of chlorophyll a ; k_{water} and k_{chl} are the light attenuation coefficients for water ($=0.04 \text{ m}^{-1}$) and chlorophyll ($=0.025 \text{ (mg Chl)}^{-1} \text{ m}^{-2}$), respectively (Fennel et al., 2006).

The I_s parameter in the model corresponds to the shortwave radiation (Fennel et al., 2006), which is calculated as

$$I_s = \begin{cases} S_0 \cdot (a_g - a_w) \cdot \cos \zeta [a(C) + b(C) \ln(\cos \zeta)], & \cos \zeta > 0; \\ 0, & \cos \zeta \leq 0, \end{cases}$$

where $S_0 \approx 1367 \text{ W/m}^2$ is the solar constant, $a(C)$ and $b(C)$ are the empirical coefficients (Aleksandrova et al., 2007), depending on cloudiness C , ζ is the solar zenith angle, the empirical functions a_g and a_w represent, respectively, the molecular scattering and absorption of the radiation by water vapor and carbon oxides (Hurley, 2002). Additionally, the longwave radiation, sensible and latent heat fluxes are taken into consideration for the water surface (Tsydenov, 2021).

Absorption of the shortwave radiation in the water is calculated according to the Beer-Bouguer-Lambert (BBL) extinction law:

$$H_{\text{sol}} = I_s (1 - r_s) \exp(-\varepsilon_{\text{abs}} d),$$

where $\varepsilon_{\text{abs}} \approx 0.3 \text{ m}^{-1}$ is the coefficient of absorption, $r_s \approx 0.2$ is the water reflection coefficient.

The wind shear stress on the lake surface is described according to the law

$$\tau_{\text{surf}}^u = c_{10} \rho_a \sqrt{v_{10}^2 + u_{10}^2} \cdot u_{10};$$

$$\tau_{\text{surf}}^v = c_{10} \rho_a \sqrt{v_{10}^2 + u_{10}^2} \cdot v_{10},$$

where ρ_a is the air density at the water surface; u_{10} , v_{10} are the wind velocity components at 10 m; $c_{10} = 1.3 \times 10^{-3}$ (Goudsmit et al., 2002).

Table 1. Cloudiness in computational experiments

Experiment No.	C, %
1	0
2	50
3	100

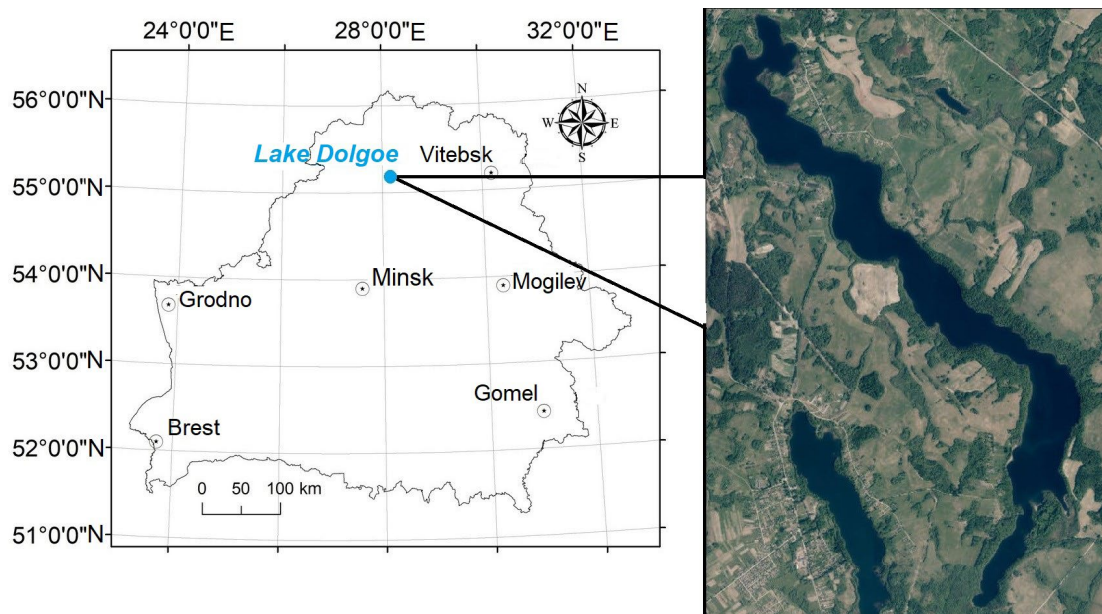


Fig.1. Geographical positioning of Lake Dolgoy.

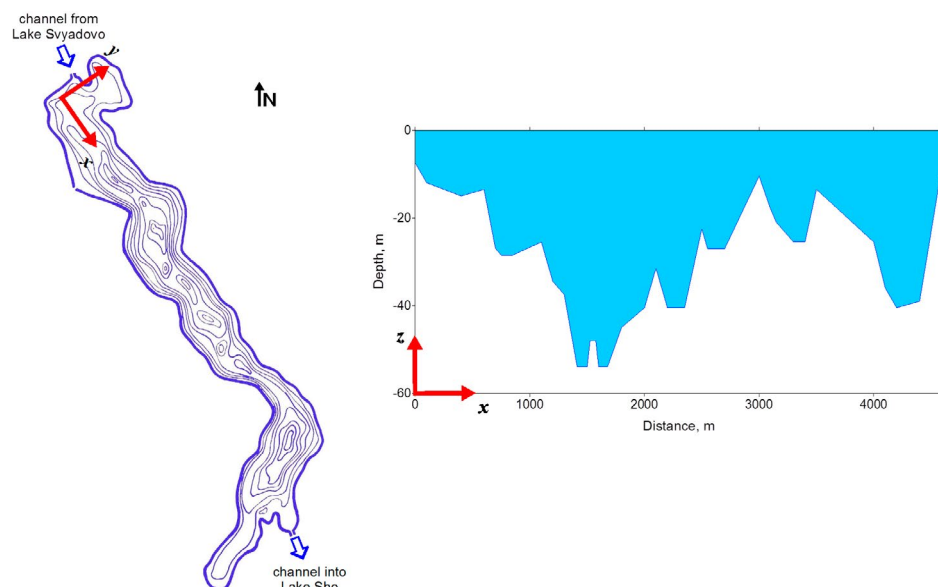


Fig.2. Bathymetric scheme of Lake Dolgoe (left) and calculation area (right).

Since the model simulates dynamic processes, its initial and boundary conditions were set based on the assessment of hydrophysical and hydrobiological parameters measured in Lake Dolgoe during March 30–31, 2024 (Sukhovilo et al., 2025). The initial distribution of the water temperature in Lake Dolgoe corresponded to 2.5 °C. The value of water mineralization (269.83 mg/l) was set on the grounds of the measurement data. The flow rate within the area of the influx of the stream from Lake Svyadovo was taken at 0.5 cm/s, and the water temperature in this area increased gradually from 3.5 to 9.4 °C. The geothermal heat flux at the water bottom of the lake corresponded to 0.05 W/m². The coefficients of horizontal viscosity and diffusion, K_x and D_x , were equal to 2.5 m²/s. The computational experiments were performed with different cloudiness values (Table 1).

The following initial conditions are set for the biological variables of the model:

- the concentration values of the nitrates, ammonium, phyto- and zooplankton are taken to be equal to 0.3 mmol N m⁻³, 0.1 mmol N m⁻³, 1.25 mmol N m⁻³ (~995 mg m⁻³ wet weight) and 0.33 mmol N m⁻³ (~313 mg m⁻³ wet weight), respectively;
- the concentration values of the phosphates and all detrital components at the initial time was 0.01 mmol P m⁻³ and 0.1 mmol N m⁻³, respectively;
- the concentration value of chlorophyll *a* is set on the grounds of the ratio at 1.59 for [Chl]/[Phyto] (Gan et al., 2014).

At the border of the influx of the stream from Lake Svyadovo into Lake Dolgoe, the concentration values of the nitrates, ammonium, phyto- and zooplankton were 0.25, 0.1, 0.3 and 0.03 mmol N m⁻³, respectively, and the amounts of the phosphates and detrital components coincided with their initial values.

3. Results and discussion

Change in the water temperature at the distance of 1 km from the mouth of the channel from Lake Svyadovo (Fig. 3, a) demonstrates that with the increase

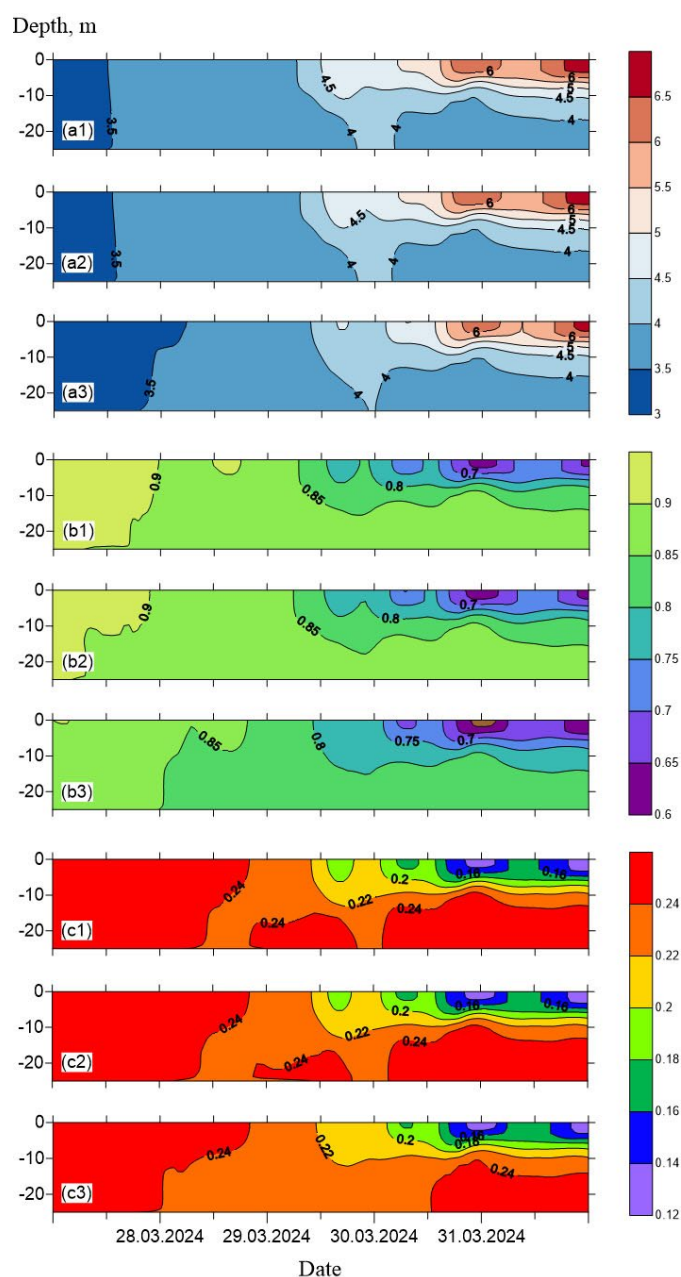


Fig.3. Chronoisopleths of the temperature (a) [°C], phyto- (b) and zooplankton (c) concentrations [mmol N/m³] at $x = 1$ km in computational experiments 1 (1), 2 (2) and 3 (3).

in cloudiness, Lake Dolgoe warms up later. When the thermal bar front reached this area (according to the 4 °C isotherm on 29.03.2024 at 6:30, 7:30 and 9:30 in experiments 1, 2 and 3, respectively), the direct stratification began to appear due to the increased influence of solar (shortwave) radiation. Note that in total cloud cover the increase in the temperature recorded first at the bottom layer of the body of water because of peculiarity of the hydrodynamic processes when the warmer waters come from the channel against the background of the accelerated wind (6 m/s) during the second half of 27.03.2024. For all experiments, the water in this area warmed up from 3.0 °C on 27.03.2024 up to 3.5–4 °C in the lower layer and up to > 6.5 °C at the surface by 01.04.2024. After crossing the thermal bar of this area, the effect of intraday variability of the solar radiation appeared in the upper 7-meter layer (Fig. 4). In experiments 1 and 2, the water temperature on the lake surface dropped below 6 °C on 31.03.2024 from 4:00 to 13:00. It is important to note that the night-time decrease in water temperature in the cross-section of $x = 1$ km occurred with a time lag due to the flow of strongly warmed river waters during the daytime. The water temperature decreased within 0.5 °C. In experiment 3, the cooling period was longer (Fig. 3, a3). The concentration of phytoplankton at $x = 1$ km was reduced with the inflow waters, in which the phytoplankton biomass was lower (Fig. 3, b), and it decreased over time, the earlier the greater the extent of sky cover with the clouds. In the experiments 1 and 2, the phytoplankton biomass, throughout the depth, was at > 0.9 mmol N / m³ on 27.03.2024, and by 01.04.2024 it decreased from the values > 0.85 mmol N / m³ in the lower layers to 0.6 mmol N / m³ at the surface. Under the total cloudiness conditions (the experiment 3), which leads to a decrease in the flux of solar radiation, the phytoplankton concentration dropped significantly: on 27.03.2024, the values were within 0.85–0.9 mmol N / m³, and on 31.03.2024 in the near-surface layer they were under 0.6 mmol N / m³. The chronoisopleths of the zooplankton concentration values (Fig. 3, c) in the experiments 1 and 2, at the depth of up to 10 m, are very similar at first glance, yet they lag slightly behind the increase in cloudiness. The lower the degree of cloud cover, the lower the zooplankton content near the bottom (due to a decrease in phytoplankton biomass). In experiments 1 and 2, the effect of the thermal bar on 30.03.2024 was clearly

evident: in the 13-25 m layer, vertical homogeneity of zooplankton occurred (0.22–0.24 mmol N / m³). The intraday dynamics of solar radiation also influenced the distribution of phyto- and zooplankton in the 0–7 m layer: local maxima were observed during the day-time. The higher the cloudiness, the lower these maxima. At night, the zooplankton level on 31.03.2024 and 1.04.2024 dropped below 0.14 mmol N / m³ near the surface of the lake.

Near the bottom, the zooplankton content decreases. In the experiment 1, the near-bottom zooplankton concentration value is above 0.24 mmol N / m³ throughout the entire period of time, but in the experiment 2 it drops to the values of 0.22–0.24 mmol N / m³ over the period of 28.03.2024 – 29.03.2024 and in the experiment 3 to the same values over the period of 28.03.2024–30.03.2024. Moreover, on 27.03.2024 it exceeds the value of 0.24 mmol N / m³, and on 01.04.2024 near the surface it reaches the value lower than 0.14 mmol N / m³, and increases with depth to the values of > 0.24 mmol N / m³ in all experiments.

Estimating the vertical temperature distribution on 30.03.2024 at the distance of $x = 1$ km (Fig. 5, a) and $x = 1.5$ km (Fig. 6, a), it is possible to conclude that high cloudiness slows down heating of the body of water throughout the entire depth layers. Temperature differences in the 0–25 m layer at points located 500 m from each other reached 0.7–0.8 °C due to the fact that as the distance from the mouth of the channel increased, the effect of inflow decreased and the influence of atmospheric parameters grew. In all experiments, the temperature decreases gradually with depth. It is observed that the outcome of the experiments 1 and 2 are quite close to each other, if compared to the outcome of the experiment 3, and this is particularly evident from given the coincidence of the temperature values in the two experiments at the depth of more than 14 m. The similar situation is with the vertical distribution of phytoplankton in the sections under analysis (Figs. 5–6, b): the outcome of the experiments at 0 % and 50 % cloudiness are quite the same as well. With increasing cloudiness, the phytoplankton level decreases throughout the depth, and the difference between the experiments reaches 0.055 mmol N / m³ at $x = 1$ km and 0.05 mmol N / m³ at $x = 1.5$ km, with its maximum value observed in the bottom layer. With depth, the phytoplankton concentration increases in all experiments.

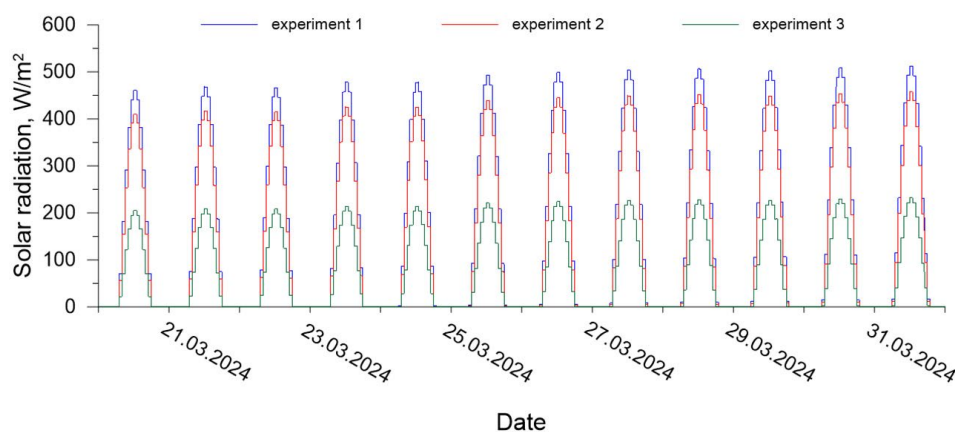


Fig.4. Solar (shortwave) radiation in computational experiments 1 (1), 2 (2) and 3 (3).

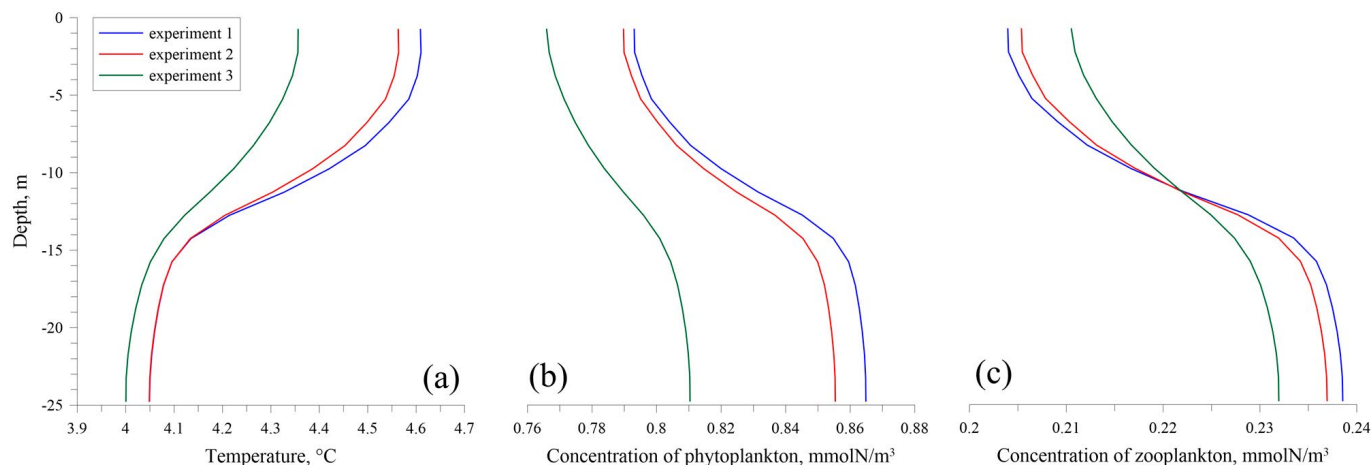


Fig.5. Vertical distribution of the temperature (a), phytoplankton (b) and zooplankton (c) on 30.03.2024 at $x = 1$ km in the computational experiments.

Distribution of the zooplankton has different trends. At the distance of 1 km (Fig. 5, c), at the depth of up to 11 m, with increasing cloudiness, concentration of the zooplankton increases, but at the greater depths, on the contrary, it decreases. In the case of $x = 1.5$ km (Fig. 6, c), dependence is somewhat more complex, yet the zooplankton biomass similarly increases with the increasing cloudiness at the depth of up to 12 m and decreases at the depth above 20 m. The range of variation in the zooplankton concentration narrows under high cloudiness as well: at $x = 1$ km 0.204-0.238 mmol N/m³ in the experiment 1, and 0.21-0.232 mmol N/m³ in the experiment 3, and at $x = 1.5$ km 0.2575-0.2695 mmol N/m³ in the experiment 1, and 0.2595-0.2665 mmol N/m³ in the experiment 3. The amount of the zooplankton increases gradually with depth in all experiments.

During the spring thermal bar in 2024 water transparency in Lake Dolgoye measured using a Secchi disk was 4.8 m. In 2025, it varied on different days from 5.7 to 7.9 m, depending on lighting conditions and precipitation patterns, which affect the removal of suspended matter from the watershed. Because of cold-loving species are predominant in Lake Dolgoye in winter and early spring, high levels of plankton remained in the deep layers of the thermoinert region. Heat-loving species typical for the summer months have not yet

developed while cold-loving winter species in the thermoactive region have already been depressed.

In the case of a classical thermal bar (without a river inflow), the growth of plankton populations is mainly observed in the thermoactive region, where the temperature and nutrient are higher (Avinsky et al., 1999; Goldman et al., 1996). However, it is not so clear in the case of a riverine thermal bar (Holland and Kay, 2003). The plankton content in a river is usually lower than in a lake due to high turbidity, mixing and leaching (Søballe and Kimmel, 1987; Reynolds, 1994; Akopian et al., 1999; Welker and Welz, 1999). Field data in Lake Dolgoye also indicate this. The results of our simulation showed a low level of plankton in the upper, warmer layer. Indeed, the river water with a low concentration of organic matter entering the lake can lead to dilution and displacement of plankton (Holland and Kay, 2003; Søballe and Kimmel, 1987; Avinsky et al., 1999; Welker and Welz, 1999). The effect of intra-day variation in solar radiation on the change in phytoplankton concentration presented here is consistent with studies observed in other aquatic ecosystems (Jia et al., 2023; Chen et al., 2025). The scattering and absorption of incoming solar light and heat energy by clouds reduces surface shortwave radiation (Bartlett et al., 1998; Kosmopoulos et al., 2017; Dumka et al., 2021).

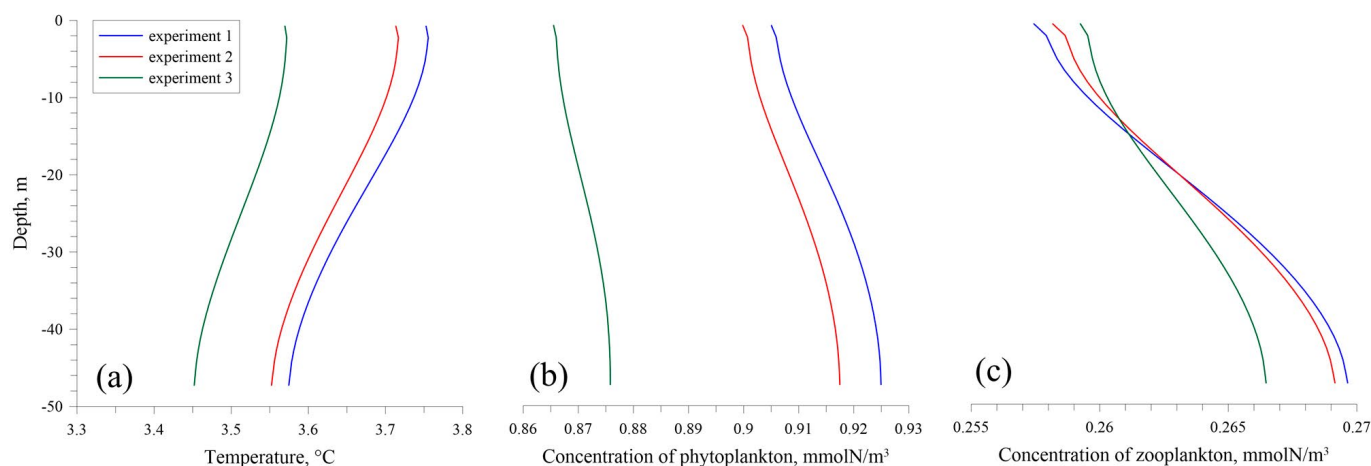


Fig.6. Vertical distribution of the temperature (a), phytoplankton (b) and zooplankton (c) on 30.03.2024 at $x = 1.5$ km in the computational experiments.

4. Conclusion

The results obtained for Lake Dolgoe showed the following (in order of influence):

1. If there is a river inflow with a low concentration of plankton, even under favorable temperature conditions, a low level of plankton in the upper layer of the lake (as a result of dilution and displacement of production) was observed in a fixed site.
2. However, under the impact of solar radiation after the beginning of temperature stratification, the concentration of phyto- and zooplankton on the lake surface reached its local maximum during the daytime.
3. With high cloudiness, which led to a decrease in solar radiation, there was a decline in the population of phytoplankton throughout the depth of the lake. Distribution of zooplankton had some different tendency: the heterogeneous patterns were found in the spatial cross-sections at different distances from the shore.

In addition, because of the river waters heated during the daytime, a decrease in surface temperature in a fixed site of the lake may manifest itself with some time lag. High cloudiness slows down warming of the body of water throughout its depth layers. In total cloud cover, the increase in water temperature in Lake Dolgoe occur first in the bottom layer due to peculiarity of the hydrodynamic processes when the warmer waters come from the channel from Lake Svyadovo against the background of the accelerated wind.

Acknowledgements

This study was funded by the Russian Science Foundation (project No. 24-47-10001, <https://rscf.ru/en/project/24-47-10001/>) and the Belarusian Republican Foundation for Fundamental Research (project No. X23PHΦM-001).

Conflict of Interest

The authors declare no conflicts of interest.

References

- Akopian M., Garnier J., Pourriot R. 1999. A large reservoir as a source of zooplankton for the river: structure of the populations and influence of fish predation. *Journal of Plankton Research* 21: 285–297. DOI: [10.1093/plankt/21.2.285](https://doi.org/10.1093/plankt/21.2.285)
- Aleksandrova M.P., Gulev S.K., Sinitsyn A.V. 2007. An improvement of parametrization of shortwave radiation at the sea surface on the basis of direct measurements in the Atlantic. *Russian Meteorology and Hydrology* 32(4): 245–251.
- Avinsky V.A., Kapustina L., Letanskaja G. et al. 1999. Plankton communities of Lake Ladoga under thermal bar conditions. In: *Proceedings of the 3rd International Lake Ladoga Symposium*. University of Joensuu, Publications of Karelian Institute 129: 21–26.
- Bartlett J.S., Ciotti A.M., Davis R.F. et al. 1998. The spectral effects of clouds on solar irradiance. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 103(C13): 31107–31131. DOI: [10.1029/1998JC900002](https://doi.org/10.1029/1998JC900002)
- Chen Y., Cai H., Gong Y. et al. 2025. Diurnal distribution of phytoplankton in large shallow lakes based on time series clustering. *Ecological Informatics* 90: 103250. DOI: [10.1016/j.ecoinf.2025.103250](https://doi.org/10.1016/j.ecoinf.2025.103250)
- Dumka U.C., Kosmopoulos P.G., Ningombam S.S. et al. 2021. Impact of aerosol and cloud on the solar energy potential over the Central Gangetic Himalayan Region. *Remote Sensing* 13(16): 3248. DOI: [10.3390/rs13163248](https://doi.org/10.3390/rs13163248)
- Fennel K., Wilkin J., Levin J. et al. 2006. Nitrogen cycling in the Middle Atlantic Bight: Results from a three-dimensional model and implications for the North Atlantic nitrogen budget. *Global Biogeochemical Cycles* 20(3): GB3007. DOI: [10.1029/2005GB002456](https://doi.org/10.1029/2005GB002456)
- Gan J., Lu Z., Cheung A. et al. 2014. Assessing ecosystem response to phosphorus and nitrogen limitation in the Pearl River plume using the Regional Ocean Modeling System (ROMS). *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119(12): 8858–8877. DOI: [10.1002/2014JC009951](https://doi.org/10.1002/2014JC009951)
- Gao C., Fernandez V.I., Lee K.S. et al. 2020. Single-cell bacterial transcription measurements reveal the importance of dimethylsulfoniopropionate (DMS) hotspots in ocean sulfur cycling. *Nature Communications* 11: 1942. DOI: [10.1038/s41467-020-15693-z](https://doi.org/10.1038/s41467-020-15693-z)
- Goldman C.R., Elser J.J., Richards R.C. et al. 1996. Thermal stratification, nutrient dynamics, and phytoplankton productivity during the onset of spring phytoplankton growth in Lake Baikal, Russia. *Hydrobiologia* 331(1–3): 9–24. DOI: [10.1007/BF00025403](https://doi.org/10.1007/BF00025403)
- Goudsmit G.-H., Burchard H., Peeters F. et al. 2002. Application of $k-\epsilon$ turbulence models to enclosed basin: The role of internal seiches. *Journal of Geophysical Research* 107(C12): 23-1–23-13. DOI: [10.1029/2001JC000954](https://doi.org/10.1029/2001JC000954)
- Guryanova L.V. 1989. Specifics of the water temperature distribution in the small cooling lake serving the thermal power plant. *Bulletin of the Belarusian State University named after V.I. Lenin. Series 2, Chemistry. Biology. Geography*: 57–60. (in Russian)
- Holland P.R., Kay A. 2003. A review of the physics and ecological implications of the thermal bar circulation. *Limnologia* 33(3): 153–162. DOI: [10.1016/S0075-9511\(03\)80011-7](https://doi.org/10.1016/S0075-9511(03)80011-7)
- Hurley P.J. 2002. The Air Pollution Model (TAPM) Version 2. Part 1: Technical description. CSIRO Atmospheric Research Technical Paper 55: 49.
- Jia C., Wang L., Zhang Y. et al. 2023. Diel variation in phytoplankton biomass driven by hydrological factors at three coastal monitoring buoy stations in the Taiwan Strait. *Journal of Marine Science and Engineering* 11(12): 2252. DOI: [10.3390/jmse11122252](https://doi.org/10.3390/jmse11122252)
- Kosmopoulos P.G., Kazadzis S., Taylor M. et al. 2017. Dust impact on surface solar irradiance assessed with model simulations, satellite observations and ground-based measurements. *Atmospheric Measurement Techniques* 10: 2435–2453. DOI: [10.5194/amt-10-2435-2017](https://doi.org/10.5194/amt-10-2435-2017)
- McCoy D.T., Bender F.A.-M., Grosvenor D.P. et al. 2015. Natural aerosols explain seasonal and spatial patterns of Southern Ocean cloud albedo. *Science Advances* 1(6): e1500157. DOI: [10.1126/sciadv.1500157](https://doi.org/10.1126/sciadv.1500157)
- Raspisaniye Pogodi. 2024. [Electronic resource]. URL: <https://rp5.ru/> (Accessed on 06.06.2024)
- Reynolds C.S. 1994. The long and the short and the stalled: on the attributes of phytoplankton selected by physical mixing in lakes and rivers. *Hydrobiologia* 289: 9–21. DOI: [10.1007/BF00007405](https://doi.org/10.1007/BF00007405)
- Søballe D.M., Kimmel B.L. 1987. A large-scale comparison of factors influencing phytoplankton abundance in rivers, lakes, and impoundments. *Ecology* 68(6): 1943–1954. DOI: [10.2307/1939885](https://doi.org/10.2307/1939885)

State Water Cadastre. 1964–2023. The annual data on the regime and resources of the surface waters of the mainland. Minsk. (in Russian)

Sukhovilo N.Yu., Tsydenov B.O., Vlasova D.B. et al. 2025. Vertical and horizontal distribution of water temperatures during the spring thermal bar in Lake Dolgoe (Belarus) based on measurements and mathematical modeling. *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seria: Geografia. Geoekologia* 3: (in press) (in Russian)

Tsydenov B.O. 2021. Effects of heat fluxes on the phytoplankton distribution in a freshwater lake. *Atmospheric and Oceanic Optics* 34: 603–610. DOI: [10.1134/S1024856021060282](https://doi.org/10.1134/S1024856021060282)

Tsydenov B.O. 2022. Modeling biogeochemical processes in a freshwater lake during the spring thermal bar. *Ecological Modelling* 465: 109877. DOI: [10.1016/j.ecolmodel.2022.109877](https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2022.109877)

Vlasov B.P., Zernitskaya V.P., Kolkovsky V.M. et al. 2002. History of the formation of the trough of the glacial water runoff Ghinkovo - Svyadovo - Dolgoe. In: *Applied Limnology: Limnological and Geomorphological Support for the Rational Nature Management*. Minsk: BSU, pp. 166–175 (in Russian)

Welker M., Welz N. 1999. Plankton dynamics in a river-lake system — on continuity and discontinuity. *Hydrobiologia* 408: 233–239. DOI: [10.1023/A:1017027723782](https://doi.org/10.1023/A:1017027723782)

Влияние облачности на биомассу планктона в озере Долгое (Беларусь) в период развития весеннего термобара



Цыденов Б.О.^{1*}, Суховило Н.Ю.², Деги Д.В.¹, Барт А.А.¹, Трунов Н.С.¹,
Луценко А.В.¹, Власова Д.Б.², Карпаева А.Ю.²

¹Томский государственный университет, пр. Ленина, 36, г. Томск, 634050, Россия

²Белорусский государственный университет, пр. Независимости, 4, г. Минск, 220030, Республика Беларусь

АННОТАЦИЯ. Методами математического моделирования исследовано влияние облачности на динамику планктона в озере Долгое (Беларусь) в период развития весеннего термобара. Выполнены 3 вычислительных эксперимента с различными значениями облачности, в которых остальные параметры атмосферы (температура воздуха, относительная влажность, атмосферное давление, скорость и направление ветра) заданы на основе данных метеостанции, расположенной в городском поселке Шарковщина, за март 2024 г. Результаты расчетов показали, что степень покрытия неба облаками имеет неодинаковый эффект в распределении фито- и зоопланктона в озере Долгое ранней весной.

Ключевые слова: численное моделирование, фитопланктон, зоопланктон, термобар, озеро Долгое

Для цитирования: Цыденов Б.О., Суховило Н.Ю., Деги Д.В., Барт А.А., Трунов Н.С., Луценко А.В., Власова Д.Б., Карпаева А.Ю. Влияние облачности на биомассу планктона в озере Долгое (Беларусь) в период развития весеннего термобара // Limnology and Freshwater Biology. 2025. - № 4. - С. 491-504. DOI: 10.31951/2658-3518-2025-A-4-491

1. Введение

Современные исследования (McCoey et al., 2015; Gao et al., 2020) свидетельствуют о ~50%-ном росте числа аэрозольных частиц в атмосфере во время цветения фитопланктона, вызванном ростом концентрации серосодержащих соединений, являющихся продуктами жизнедеятельности фитопланктона. Это ведет к образованию густых облаков. Последние, в свою очередь, уменьшают процент приходящей на водную поверхность солнечной радиации, которая благоприятствует увеличению первичной продукции в водоеме. Вопросы взаимодействия облаков и биомассы планктона вызывают особый интерес в период развития явления термобара, представляющего собой узкую зону погружения вод при температуре максимальной плотности.

Явление термобара на озерах Беларуси почти не исследовано. Л.В. Гурьянова на примере мелководного водоема-охладителя тепловой электростанции (озеро Белое, Березовский район Брестской области) указывала на наличие в зимне-весенний период на границе центральной части озера ядра холодных вод (2–3 °C) и зоны с мономиктическим режимом (температура воды 6–14 °C). На их гра-

нице формируется термобар, выполняющий функцию плотностного барьера и ограничивающий распространение подогретых вод по акватории водоема-охладителя (Гурьянова, 1989).

В материалах наблюдений за температурой воды, проводимых Гидрометслужбой Республики Беларусь содержатся сведения о распределении температур воды в озере Нарочь в весенний и осенний периоды, характерном для развития термобара, когда температуры на мелководных и глубоководных вертикалях оказываются по разные стороны от изотермы, соответствующей температуре максимальной плотности воды (Государственный водный кадастр, 1964–2023).

Целью настоящей работы является исследование влияния облачности на динамику планктона во время развития весеннего термобара в озере Долгое (Беларусь) методами математического моделирования.

2. Материалы и методы

Озеро Долгое является наиболее глубоким естественным водоемом Беларуси (максимальная

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: tsydenov@math.tsu.ru (Б.О. Цыденов)

Поступила: 30 июня 2025; Принята: 27 июля 2025;

Опубликована online: 31 августа 2025

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



глубина – 53,7 м). Котловина озера имеет ледни-
ковое происхождение, принадлежит к ложбинному
типу, вытянута с северо-запада на юго-восток на 6
км. Длинная ось озера совпадает с направлением
преобладающих ветров на исследуемой террито-
рии, что способствует достаточно активному пере-
мешиванию водной массы в периоды формирова-
ния термобара без формирования ярко выраженной
термической стратификации. Географическое поло-
жение объекта исследования отражает рисунок 1.

При математическом моделировании рассма-
тривается продольный разрез оз. Долгое (Рис. 2,
слева), длина и глубина расчетной области (кото-
рая покрыта сеткой с шагами $h_x=12,5$ м и $h_z=1,5$
м) составляют 4,6 км и 54 м соответственно (Рис. 2,
справа). Батиметрические данные взяты из работы
(Власов и др., 2002). Шаг по времени – 20 с.

Воспроизведение термогидродинамических
и гидробиологических процессов проводилось
на основе численной модели (Tsydenov, 2022) в
период с 20.03.2024 по 31.03.2024 с использова-
нием метеорологических данных (по температуре
воздуха, относительной влажности, атмосферному
давлению, скорости и направлению ветра) мете-
останции, расположенной в городском поселке
Шарковщина, за март 2024 г. (Расписание погоды,
2024). Значение облачности в вычислительных экс-
периментах задано согласно Таблице 1.

Связь фотосинтеза и света в модели описы-
вает функция

$$f(I) = \frac{\alpha I}{\sqrt{\mu_{\max}^2 + \alpha^2 I^2}},$$

где $\mu_{\max}$ – максимальная скорость роста фитоплан-
ктона; α – начальная крутизна;

$$I = I_s \cdot PAR \cdot \exp \left\{ -d \left(k_{water} + k_{chl} \int_d^{L_z} Chl(z) dz \right) \right\},$$

здесь I_s – приходящий на поверхность воды свет; PAR –
фотосинтетически активная радиация ($=0.43$); d –
глубина; Chl – концентрация хлорофилла а; k_{water}
и k_{chl} – коэффициенты ослабления света для воды
($=0.04 \text{ м}^{-1}$) и хлорофилла ($=0.025 \text{ (мг Chl)}^{-1} \text{ м}^{-2}$)
соответственно (Fennel et al., 2006).

Параметру I_s в модели соответствует корот-
коволновая радиация (Fennel et al., 2006), которая
вычисляется как

$$I_s = \begin{cases} S_0 \cdot (a_g - a_w) \cdot \cos \zeta [a(C) + b(C) \ln(\cos \zeta)], & \cos \zeta > 0; \\ 0, & \cos \zeta \leq 0, \end{cases}$$

где $S_0 \approx 1367 \text{ Вт/м}^2$ – солнечная постоянная; $a(C)$ и
 $b(C)$ – эмпирические коэффициенты (Aleksandrova et
al., 2007), зависящие от облачности C ; ζ – зенитный
угол Солнца; эмпирические функции a_g и a_w пред-
ставляют соответственно молекулярное рассеяние
и поглощение излучения парами воды и оксидами
углерода (Hurley, 2002). Кроме того, на водной
поверхности учитываются потоки длинноволно-
вой радиации, явного и скрытого тепла (Tsydenov,
2021).

Поглощение коротковолновой радиации в
воде вычисляется по закону Бугера–Ламберта–Бэра:

$$H_{sol} = I_s (1 - r_s) \exp(-\epsilon_{abs} d),$$

где $\epsilon_{abs} \approx 0.3 \text{ м}^{-1}$ – коэффициент поглощения, $r_s \approx 0.2$ –
коэффициент отражения воды.

Таблица 1. Облачность в вычислительных
экспериментах

№ эксперимента	C, %
1	0
2	50
3	100

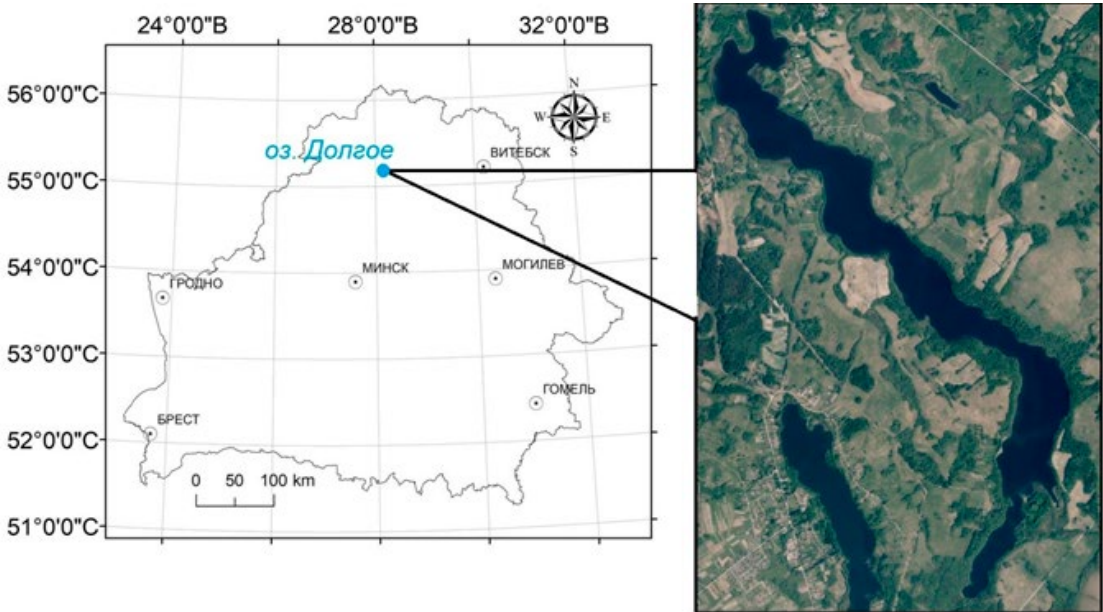


Рис.1. Географическое положение оз. Долгое.

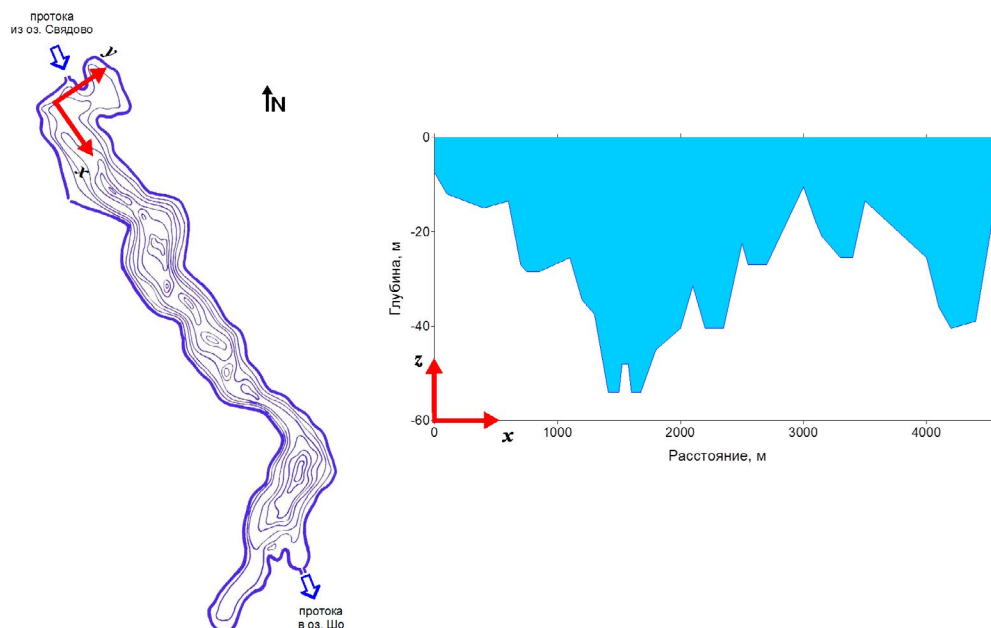


Рис.2. Батиметрическая схема озера Долгое (слева) и расчетная область (справа).

Касательное напряжение ветра на поверхности озера в модели описывается законом

$$\tau_{surf}^u = c_{10} \rho_a \sqrt{v_{10}^2 + u_{10}^2} \cdot u_{10};$$

$$\tau_{surf}^v = c_{10} \rho_a \sqrt{v_{10}^2 + u_{10}^2} \cdot v_{10},$$

здесь ρ_a – плотность воздуха у поверхности воды; u_{10} , v_{10} – составляющие скорости ветра на высоте 10 м; $c_{10} = 1.3 \times 10^{-3}$ (Goudsmit et al., 2002).

Так как модель воспроизводит динамические процессы, начальные и граничные условия для неё заданы на основе оценки гидрофизических и гидробиологических параметров, измеренных в оз. Долгое 30–31 марта 2024 г. (Суховило и др., 2025). Начальное распределение температуры воды в озере Долгое соответствовало 2.5 °C. Значение минерализации воды (269.83 мг/л) задано на основе данных измерений. Скорость движения воды в районе впадения протоки из оз. Свядово принята равной 0.5 см/с, а температура воды на этом участке монотонно росла с 3.5 до 9.4 °C. Поток геотермального тепла на дне водоема соответствовал 0.05 Вт/м². Вычислительные эксперименты выполнены при различных значениях облачности (Таблица 1).

Для биологических переменных модели заданы следующие начальные условия:

- значения концентрации нитратов, аммония, фито- и зоопланктона приняты равными 0.3 ммоль N м⁻³, 0.1 ммоль N м⁻³, 1.25 ммоль N м⁻³ (~995 мг м⁻³ сырой биомассы) и 0.33 ммоль N м⁻³ (~313 мг м⁻³ сырой биомассы) соответственно;
- концентрация для фосфатов и всех детритных компонентов в начальный момент времени составляла 0.01 ммоль P м⁻³ и 0.1 ммоль N м⁻³ соответственно;
- количество хлорофилла а задано исходя из соотношения 1.59 для [Chl]/[Phyto] (Gan et al., 2014).

На границе втекания протоки из оз. Свядово в озеро Долгое концентрации нитратов, аммония, фито- и зоопланктона составляла 0.25, 0.1, 0.3 и 0.03 ммоль N м⁻³ соответственно, а содержание фосфатов и детритных компонентов совпадало с их начальными значениями.

3. Результаты и обсуждение

Изменение температуры воды на расстоянии 1 км от устья протоки из оз. Свядово (Рис. 3, а) демонстрирует, что при увеличении облачности прогрев озера Долгое происходит позже. При достижении фронта термобара этой области (согласно изотерме 4 °C 29.03.2024 в 6:30, 7:30 и 9:30 в экспериментах 1, 2 и 3 соответственно) вследствие усиления влияния солнечной (коротковолновой) радиации начинает зарождаться прямая стратификация. Следует заметить, что при полной облачности повышение температуры (Рис. 3, а3) наблюдается сначала в придонной части водоема из-за особенности протекания гидродинамических процессов при поступлении более теплых вод из протоки на фоне усиления ветра (6 м/с) во второй половине 27.03.2024. Во всех экспериментах вода на рассматриваемом разрезе нагревается с 3.0 °C на 27.03.2024 до 3.5–4 °C в нижнем слое и до >6.5 °C у поверхности к 01.04.2024. После пересечения термобара этого разреза в верхнем 7-метровом слое проявляется эффект внутрисуточной изменчивости потока солнечной радиации (Рис. 4). В экспериментах 1 и 2 температура воды на поверхности озера опускается ниже 6 °C 31.03.2024 с 4:00 до 13:00. Важно заметить, что ночное понижение температуры воды в области $x = 1$ км происходит с некоторым временным лагом из-за притока более сильно нагретых в дневное время проточных вод. Температура воды понижается в пределах 0.5 °C. В эксперименте 3 период охлаждения носит более длительный харак-

тер (Рис. 3, а3). Концентрация фитопланктона при $x = 1$ км сокращается с поступлением проточных вод, в которых она ниже (Рис. 3, б). Она снижается с течением времени тем раньше, чем больше степень покрытия неба облаками.

В экспериментах 1 и 2 фитопланктонная биомасса по всей глубине >0.9 ммольN/м³ на 27.03.2024 и к 01.04.2024 со значений >0.85 ммольN/м³ в нижних слоях сокращается до 0.6 ммольN/м³ у поверхности. При полной облачности (эксперимент 3), приводящей к снижению потока солнечной радиации, концентрация фитопланктона значительно падает: на 27.03.2024 значения находятся в пределах 0.85–0.9 ммольN/м³, а на 31.03.2024 в приповерхностном слое ниже 0.6 ммольN/м³. Хроноизоплеты концентрации зоопланктона (Рис. 3, в) в экспериментах 1 и 2 на глубине до 10 м весьма близки на первый взгляд, однако они незначительно запаздывают с ростом облачности. Чем ниже степень покрытия неба облаками, тем ниже содержание зоопланктона близи дна (из-за уменьшения биомассы фитопланктона). В экспериментах 1 и 2 отчетливо проявляется эффект термобара на 30.03.2024: в слое 13–25 м возникает вертикальная однородность зоопланктона (0.22–0.24 ммольN/м³). Внутрисуточная динамика солнечной радиации также оказала влияние на распределение фито- и зоопланктона в слое 0–7 м: локальные максимумы наблюдаются в дневное время. Чем выше облачность, тем ниже эти максимумы. В ночное время уровень зоопланктона на 31.03.2024 и 1.04.2024 опускается ниже 0.14 ммольN/м³ у поверхности озера.

Оценивая вертикальное распределение температуры на 30.03.2024 на расстоянии $x = 1$ км (Рис. 5, а) и $x = 1.5$ км (Рис. 6, а), можно сказать, что высокая облачность замедляет прогрев водоема по всей толще. Различия температур в слое 0–25 м в точках, расположенных на 500 м друг от друга, достигают 0.7–0.8 °C по причине того, что при увеличении расстояния от устья протоки уменьшается его влияние и усиливается эффект параметров атмосферы. Во всех экспериментах температура монотонно снижается по глубине. Заметно, что результаты экспериментов 1 и 2 довольно близки по сравнению с результатами эксперимента 3, и

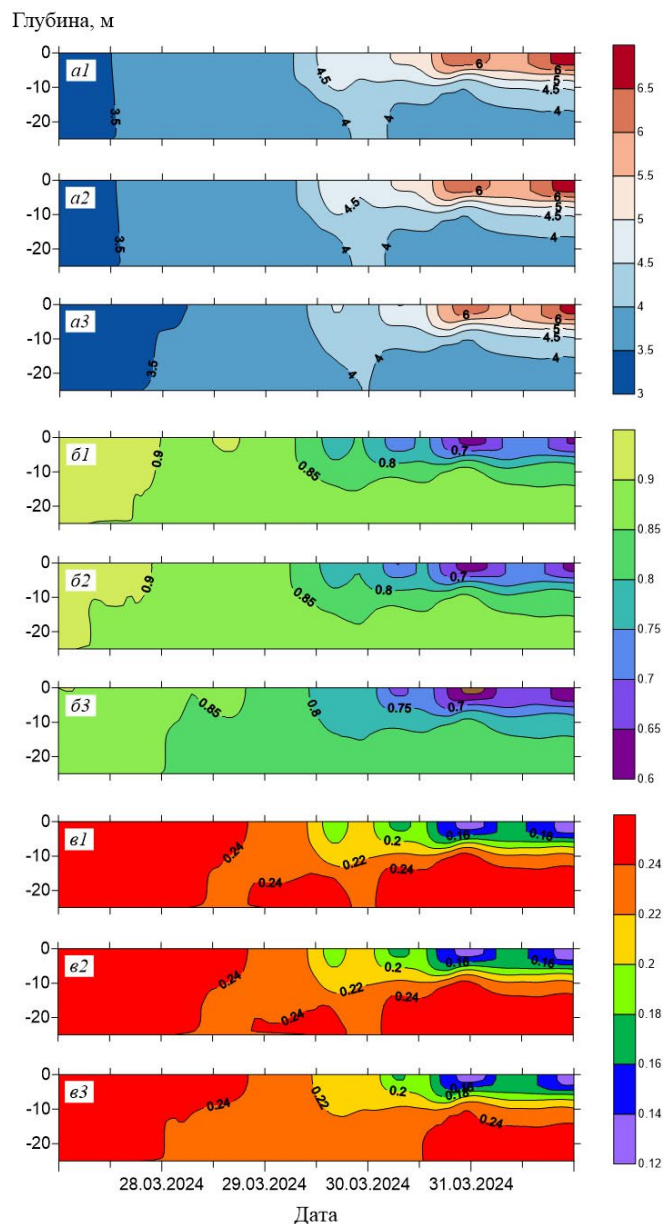


Рис.3. Хроноизоплеты температуры (а) [°C], концентрации фито- (б) и зоопланктона (в) [ммольN/м³] при $x = 1$ км в вычислительных экспериментах 1 (1), 2 (2) и 3 (3).

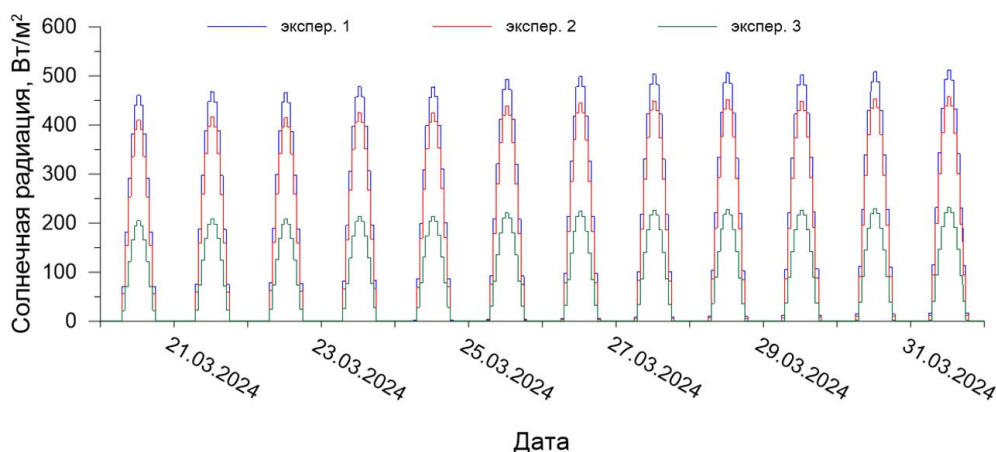


Рис.4. Поток солнечной (коротковолновой) радиации в вычислительных экспериментах 1 (1), 2 (2) и 3 (3).

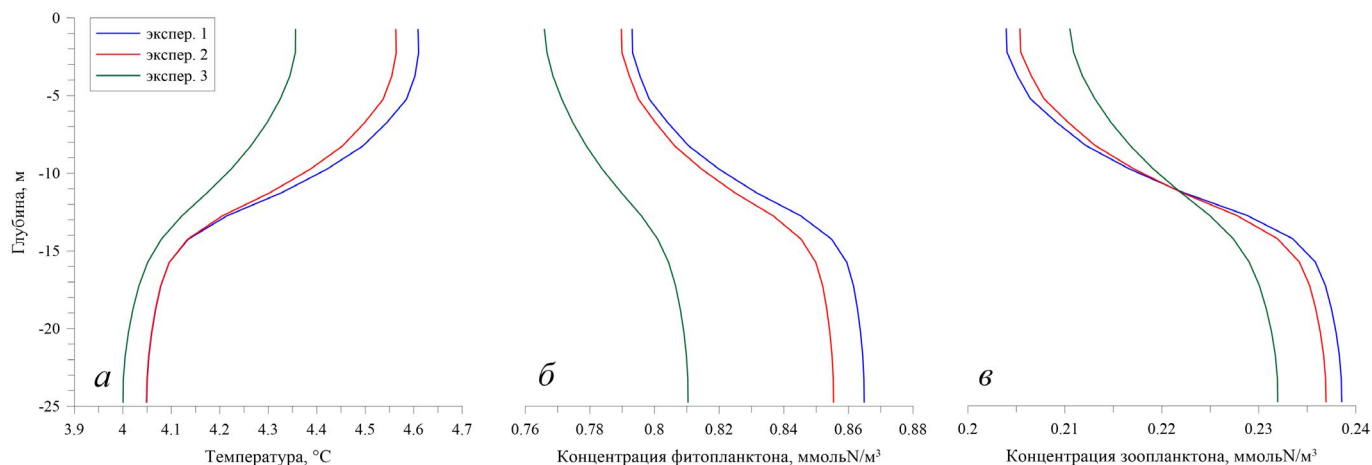


Рис.5. Вертикальное распределение температуры (а), фито- (б) и зоопланктона (в) на 30.03.2024 при $x = 1$ км в вычислительных экспериментах.

особенно хорошо это видно по совпадению температуры в двух экспериментах на глубинах, превышающих 14 м. Аналогичная ситуация с вертикальным распределением фитопланктона на рассматриваемых разрезах (Рис. 5–6, б): результаты экспериментов с облачностью 0% и 50% также почти одинаковые. С ростом облачности уровень фитопланктона падает по всей глубине, и разница между экспериментами достигает 0.055 ммольN/м^3 при $x = 1$ км и 0.05 ммольN/м^3 при $x = 1.5$ км, причем её максимум наблюдается в районе дна. С глубиной во всех экспериментах концентрация фитопланктона увеличивается.

У распределения зоопланктона тенденции другие. На удалении 1 км (Рис. 5, в) на глубине до 11 м с ростом облачности концентрация зоопланктона растет, но на большей глубине, наоборот, падает. В случае $x = 1.5$ км (Рис. 6, в) зависимость несколько сложнее, но биомасса зоопланктона аналогично увеличивается с ростом облачности на глубине до 12 м и уменьшается на глубине выше 20 м. Диапазон изменения концентрации зоопланктона также сужается при высокой облачности: при $x = 1$ км $0.204\text{--}0.238 \text{ ммольN/м}^3$ в эксперименте 1 и $0.21\text{--}0.232 \text{ ммольN/м}^3$ в эксперименте 3, а при $x = 1.5$ км $0.2575\text{--}0.2695 \text{ ммольN/м}^3$ в эксперименте 1

и $0.2595\text{--}0.2665 \text{ ммольN/м}^3$ в эксперименте 3. Количество зоопланктона монотонно растет с глубиной во всех экспериментах.

Прозрачность воды по диску Секки в период развития весеннего термобара в оз. Долгое 2024 г. достигала 4.8 м. Весной 2025 г. она варьировалась в разные дни от 5.7 до 7.9 м, в зависимости от условий освещенности и режима выпадения осадков, влияющего на снос взвешенных веществ с водосбора. Поскольку холодолюбивые виды зимой и ранней весной в оз. Долгое преобладают, более высокая биомасса сохранялась в теплоинертной зоне в более глубоких слоях. Теплолюбивые виды, характерные для летнего периода, еще не развились, в то время как в теплоактивной зоне холодолюбивые зимние виды уже были угнетены.

В случае развития классического термобара (без речного притока) рост планктонных популяций в основном наблюдается в теплоактивной области, где выше температура и концентрация питательных веществ (Avinsky et al., 1999; Goldman et al., 1996). Однако при речном термобаре не всё так просто и однозначно (Holland and Kay, 2003), поскольку из-за высоких характеристик мутности, перемешивания и вымывания содержание планктона в реке обычно ниже, чем в озере (Søballe and Kimmel, 1987;

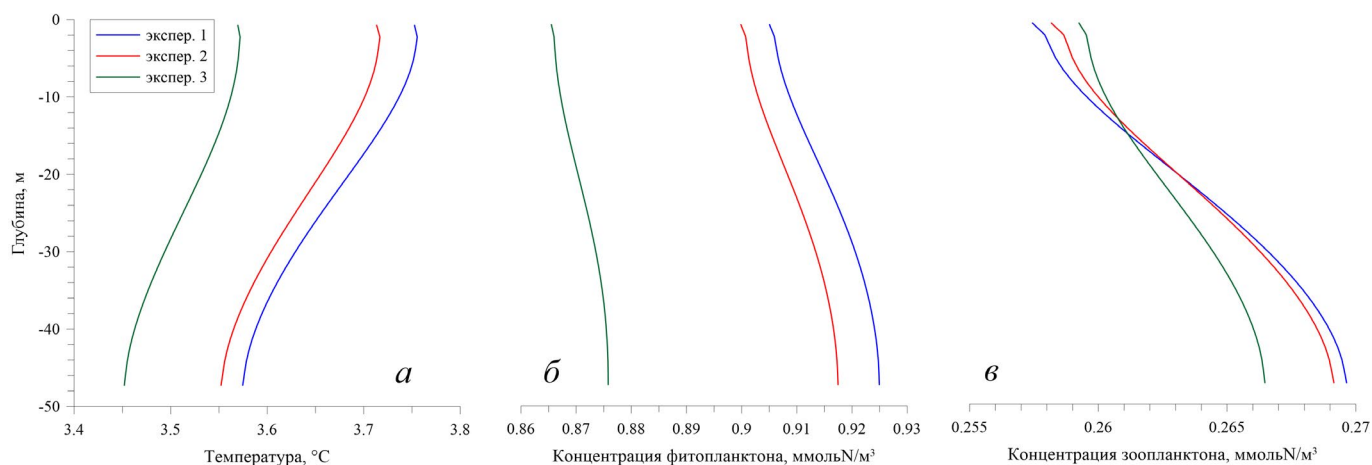


Рис.6. Вертикальное распределение температуры (а), фито- (б) и зоопланктона (в) на 30.03.2024 при $x = 1.5$ км в вычислительных экспериментах.

Reynolds, 1994; Akopian et al., 1999; Welker and Welz, 1999). Данные полевых исследований в оз. Долгое об этом также свидетельствуют. Представленные в этой работе результаты моделирования показали низкий уровень планктона в верхнем более прогретом слое. Действительно, поступление в озеро воды со слабой концентрацией органических веществ из реки может приводить к разбавлению и вытеснению планктона (Holland and Kay, 2003; Søballe and Kimmel, 1987; Avinsky et al., 1999; Welker and Welz, 1999). Выявленный эффект внутрисуточной вариации солнечной радиации в изменении концентрации фитопланктона согласуется с данными исследований в других водных экосистемах (Jia et al., 2023; Chen et al., 2025). Рассеивание и поглощение поступающей от Солнца световой и тепловой энергии облаками уменьшает поверхностную коротковолновую радиацию (Bartlett et al., 1998; Kosmopoulos et al., 2017; Dumka et al., 2021).

4. Заключение

Полученные для оз. Долгое результаты показали следующее (по приоритету степени влияния):

1. Даже при благоприятных температурных условиях при наличии речного притока со слабой концентрацией планктона в результате разбавления и вытеснения продукции на фиксированном участке водоема наблюдался низкий уровень планктона в верхнем слое.
2. Однако под влиянием солнечной радиации после момента зарождения температурной стратификации концентрация фито- и зоопланктона на поверхности достигала своего локального максимума в дневное время.
3. При увеличении облачности, что ведет к уменьшению потока солнечной радиации, происходило снижение концентрации фитопланктона по всей глубине водоема. Распределение зоопланктона имело иную тенденцию: на разнотеленных от берега пространственных разрезах обнаружены неоднородные закономерности.

Кроме того, за счет более нагретых в дневное время проточных вод понижение поверхностной температуры в фиксированной области водоема может проявляться с некоторым временным лагом. Высокая облачность способствует замедлению прогрева водоема по всей толще. При полной облачности повышение температуры воды в оз. Долгое происходило сначала в придонной части водоема из-за особенности протекания гидродинамических процессов при поступлении более теплых вод из протоки из оз. Свядова на фоне усиления ветра.

Благодарности

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (№24-47-10001, <https://rscf.ru/project/24-47-10001/>) и Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект №X23РНФМ-001).

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

- Власов Б.П., Зерницкая В.П., Колковский В.М. и др. 2002. История формирования ложбины стока ледниковых вод Гиньково - Свядово - Долгое. В: Прикладная лимнология: Лимнологическое и геоморфологическое обеспечение рационального природопользования. Минск: БГУ, С. 166–175.
- Государственный водный кадастр. 1964–2023. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Минск.
- Гурьянова Л.В. 1989. Особенности распределения температуры воды в малом озере-охладителе ТЭС. Вестник Белорусского государственного университета имени В.И. Ленина. Серия 2, Химия. Биология. География: 57–60.
- Расписание погоды. 2024. [Электронный ресурс]. URL: <https://rp5.ru/> (Дата обращения: 06.06.2024)
- Суховило Н.Ю., Цыденов Б.О., Власова Д.Б. и др. 2025. Вертикальное и горизонтальное распределение температур воды в период весеннего термобара в оз. Долгое (Беларусь) по данным измерений и математического моделирования. Вестник Воронежского государственного университета. Серия: География. Геоэкология 3: (в печати).
- Akopian M., Garnier J., Pourriot R. 1999. A large reservoir as a source of zooplankton for the river: structure of the populations and influence of fish predation. *Journal of Plankton Research* 21: 285–297. DOI: [10.1093/plankt/21.2.285](https://doi.org/10.1093/plankt/21.2.285)
- Aleksandrova M.P., Gulev S.K., Sinitsyn A.V. 2007. An improvement of parametrization of shortwave radiation at the sea surface on the basis of direct measurements in the Atlantic. *Russian Meteorology and Hydrology* 32(4): 245–251.
- Avinsky V.A., Kapustina L., Letanskaja G. et al. 1999. Plankton communities of Lake Ladoga under thermal bar conditions. In: *Proceedings of the 3rd International Lake Ladoga Symposium*. University of Joensuu, Publications of Karelian Institute 129: 21–26.
- Bartlett J.S., Ciotti A.M., Davis R.F. et al. 1998. The spectral effects of clouds on solar irradiance. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 103(C13): 31107–31131. DOI: [10.1029/1998JC900002](https://doi.org/10.1029/1998JC900002)
- Chen Y., Cai H., Gong Y. et al. 2025. Diurnal distribution of phytoplankton in large shallow lakes based on time series clustering. *Ecological Informatics* 90: 103250. DOI: [10.1016/j.ecoinf.2025.103250](https://doi.org/10.1016/j.ecoinf.2025.103250)
- Dumka O.C., Kosmopoulos P.G., Ningombam S.S. et al. 2021. Impact of aerosol and cloud on the solar energy potential over the Central Gangetic Himalayan Region. *Remote Sensing* 13(16): 3248. DOI: [10.3390/rs13163248](https://doi.org/10.3390/rs13163248)
- Fennel K., Wilkin J., Levin J. et al. 2006. Nitrogen cycling in the Middle Atlantic Bight: Results from a three-dimensional model and implications for the North Atlantic nitrogen budget. *Global Biogeochemical Cycles* 20(3): GB3007. DOI: [10.1029/2005GB002456](https://doi.org/10.1029/2005GB002456)
- Gan J., Lu Z., Cheung A. et al. 2014. Assessing ecosystem response to phosphorus and nitrogen limitation in the Pearl River plume using the Regional Ocean Modeling System (ROMS). *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119(12): 8858–8877. DOI: [10.1002/2014JC009951](https://doi.org/10.1002/2014JC009951)
- Gao C., Fernandez V.I., Lee K.S. et al. 2020. Single-cell bacterial transcription measurements reveal the importance of dimethylsulfoniopropionate (DMSP) hotspots in ocean sulfur cycling. *Nature Communications* 11: 1942. DOI: [10.1038/s41467-020-15693-z](https://doi.org/10.1038/s41467-020-15693-z)

Goldman C.R., Elser J.J., Richards R.C. et al. 1996. Thermal stratification, nutrient dynamics, and phytoplankton productivity during the onset of spring phytoplankton growth in Lake Baikal, Russia. *Hydrobiologia* 331(1–3): 9–24. DOI: [10.1007/BF00025403](https://doi.org/10.1007/BF00025403)

Goudsmit G.-H., Burchard H., Peeters F. et al. 2002. Application of $k-\epsilon$ turbulence models to enclosed basin: The role of internal seiches. *Journal of Geophysical Research* 107(C12): 23-1–23-13. DOI: [10.1029/2001JC000954](https://doi.org/10.1029/2001JC000954)

Holland P.R., Kay A. 2003. A review of the physics and ecological implications of the thermal bar circulation. *Limnologia* 33(3): 153–162. DOI: [10.1016/S0075-9511\(03\)80011-7](https://doi.org/10.1016/S0075-9511(03)80011-7)

Hurley P.J. 2002. The Air Pollution Model (TAPM) Version 2. Part 1: Technical description. CSIRO Atmospheric Research Technical Paper 55: 49.

Jia C., Wang L., Zhang Y. et al. 2023. Diel variation in phytoplankton biomass driven by hydrological factors at three coastal monitoring buoy stations in the Taiwan Strait. *Journal of Marine Science and Engineering* 11(12): 2252. DOI: [10.3390/jmse11122252](https://doi.org/10.3390/jmse11122252)

Kosmopoulos P.G., Kazadzis S., Taylor M. et al. 2017. Dust impact on surface solar irradiance assessed with model simulations, satellite observations and ground-based measurements. *Atmospheric Measurement Techniques* 10: 2435–2453. DOI: [10.5194/amt-10-2435-2017](https://doi.org/10.5194/amt-10-2435-2017)

McCoy D.T., Bender F.A.-M., Grosvenor D.P. et al. 2015. Natural aerosols explain seasonal and spatial patterns of Southern Ocean cloud albedo. *Science Advances* 1(6): e1500157. DOI: [10.1126/sciadv.1500157](https://doi.org/10.1126/sciadv.1500157)

Reynolds C.S. 1994. The long and the short and the stalled: on the attributes of phytoplankton selected by physical mixing in lakes and rivers. *Hydrobiologia* 289: 9–21. DOI: [10.1007/BF00007405](https://doi.org/10.1007/BF00007405)

Søballe D.M., Kimmel B.L. 1987. A large-scale comparison of factors influencing phytoplankton abundance in rivers, lakes, and impoundments. *Ecology* 68(6): 1943–1954. DOI: [10.2307/1939885](https://doi.org/10.2307/1939885)

Tsydenov B.O. 2021. Effects of heat fluxes on the phytoplankton distribution in a freshwater lake. *Atmospheric and Oceanic Optics* 34: 603–610. DOI: [10.1134/S1024856021060282](https://doi.org/10.1134/S1024856021060282)

Tsydenov B.O. 2022. Modeling biogeochemical processes in a freshwater lake during the spring thermal bar. *Ecological Modelling* 465: 109877. DOI: [10.1016/j.ecolmodel.2022.109877](https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2022.109877)

Welker M., Welz N. 1999. Plankton dynamics in a river-lake system — on continuity and discontinuity. *Hydrobiologia* 408: 233–239. DOI: [10.1023/A:1017027723782](https://doi.org/10.1023/A:1017027723782)