

ISSN 2658-3518

LIMNOLOGY & FRESHWATER BIOLOGY

2024, № 3

- > abiotic and biotic water components;
- > ecosystem-level studies;
- > systematics and aquatic ecology;
- > paleolimnology and environmental histories;
- > laboratory experiments and modeling

Limnology in Russia

Editorial

LIMNOLOGY FRESHWATER BIOLOGY

Sapelko T.V.

Institute of Limnology, Russian Academy of Science – SPC RAS, 9 Sevastyanova Str., St. Petersburg, 196105, Russia

On February 12-14, 2024, the Russian scientific conference “Limnology in Russia” was held in St. Petersburg (Fig. 1). The conference took place as part of events dedicated to the 80th anniversary of the Institute of Limnology, the Russian Academy of Sciences and the 300th anniversary of the Russian Academy of Sciences. The conference was organized by the Institute of Limnology, the Russian Academy of Sciences - St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, the Department of Earth Sciences of the Russian Academy of Sciences and the St. Petersburg branch of the Russian Geographical Society.

During 80 years the Institute of Limnology has been working as an interdisciplinary one and unites specialists from different fields of study, which determined the conference themes. General problems of limnology and applied research; hydrobiological and ichthyological studies of lakes; chemistry of water and lakes sediments; paleolimnological studies; modern climate changes and hydrological processes in large lakes; modeling of hydrological and biogeochemical processes in lakes were discussed.

The topics of the presentations covered studies of freshwater and salt, lowland and mountain lakes. The problems of protection and use of water resources, legal, organizational and technical issues of conservation and restoration of aquatic ecosystems and popula-

tions of aquatic organisms were covered. Aspects of the study of hydrobiocenoses from the taxonomy and faunistic of aquatic organisms to the use of various methods of mathematical and statistical analysis for processing the obtained data were discussed. The results of hydrochemical and geochemical studies of different-scale freshwater ecosystems were presented. Contemporary climate changes and climate reconstructions of the past were discussed, including hydrological problems of the past and present. Many presentations were devoted to the lake's history, including both the results analysis of existing research and the presentation of new materials made out at a new modern level. Modelling issues were considered using both lakes and reservoirs as examples.

The geography of the research presented at the conference covered a significant part of the Russia territory, as well as the Republic of Belarus and Germany (Fig. 2). The reports included to studies of both large (Ladoga, Onega, Baikal, Aral, Caspian Sea, Khanka, Kronotskoye) and small lakes (lakes of the North-West, North-East and center of the European part of Russia, the Kola Peninsula, Taimyr, Siberia, Central Asia). Among the large lakes, especially many research results of Lakes Ladoga and Onega were presented; presentations on them were made at all sessions of the conference. Interesting presentations were devoted to the island lakes of the Valaam and Solovetsky archipelagos and the Arctic islands. The



Fig.1. In the conference “Limnology in Russia”. Russian Geographical Society, St. Peterburg, 12.02.2024

*Corresponding author.

E-mail address: tsapelko@mail.ru (T.V. Sapelko)

Received: May 13, 2024; **Accepted:** May 28, 2024;

Available online: June 19, 2024

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



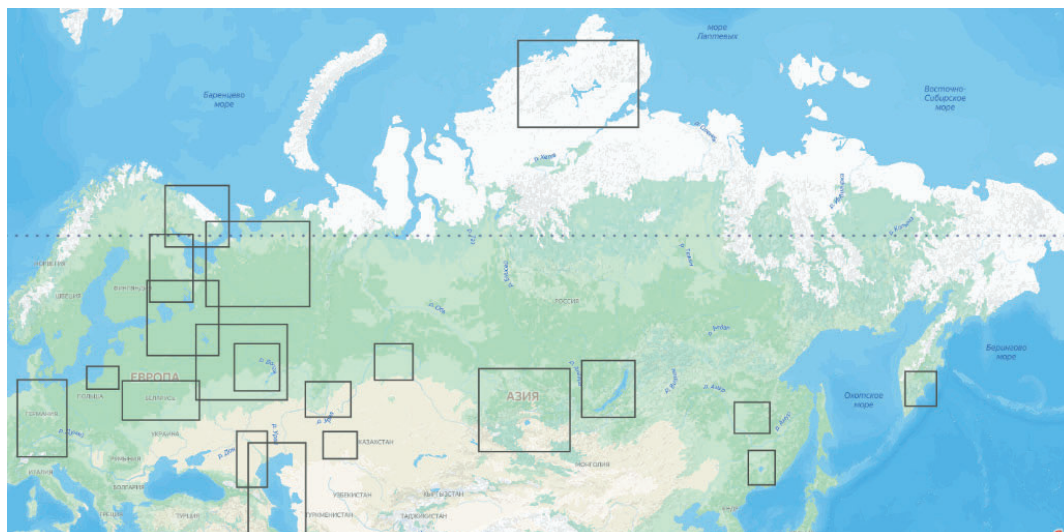


Fig.2. The geography of the research presented at the conference “Limnology in Russia”.

problems of reservoirs were discussed using the examples of Rybinsk, Bureya, Cheboksary, Mozhaisk and others reservoirs.

The conference was mainly held in person, some reports were presented remotely. A live broadcast of all sessions was also organized. 124 presentations were heard (91 oral presentations, 9 online presentations and 24 poster presentations). The total number of participants at the meetings was more than 200. The conference included participants from Belarus University.

The presented special issue of the journal includes together publications mainly prepared based on the materials of the last conference. The topics of the articles represent current problems that aroused great interest during discussion at the conference. Thus, the vertical distribution of annual maximum water temperatures in the southern coastal zone of Lake Baikal is discussed in an article by researchers of the Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences-St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, the Limnological Institute of the SB RAS and Irkutsk State University. In the article by M.A. Naumenko and his colleagues established various features of the vertical distribution of annual maximum water temperatures and constructed empirical functions to assess the relationships between them and the dates of their occurrence and depth. It is concluded that often an extreme event, such as a temperature maximum, has a greater impact on a lake ecosystem than changes in average conditions.

The article by A.A. Tkach is devoted to paleolimnological studies from Moscow State University. At the Paleolimnological session of the conference the need to study the surface layer of lake sediments to obtain data on the modern distribution of pollen, algae and microfauna in the studied lakes was repeatedly discussed. These data are the basis for paleoreconstructions. The presented article is dedicated to the modern coastal ostracod complex of the Caspian Sea. The ostracodological method is important for studying the largest lake in the world, because it perfectly captures, first of all, the lake levels dynamics. However, the possibility of this method hasn't yet been sufficiently used to the Caspian Sea history study.

Article by N.A. Belkina from the IVPS Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences is dedicated to hydrochemical studies of Karelian lakes. The

results of the study are relevant for both hydrochemistry and paleolimnology. The studied patterns of formation of the chemical composition of lake sediments can be used both for the modern state of lakes and for reconstructing changes in the geochemical background of the lake in the past.

Assessing the nutrient load on a reservoir based on the results of modeling the runoff and removal of nutrients from watersheds is the topic of the article by S.V. Yasinsky et al. The article was prepared by researchers of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences and the Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences. Modeling data made it possible to estimate the total nutrient load on the Cheboksary reservoir and the contribution of natural removal of nitrogen and phosphorus from the catchment area.

Hydrobiological studies are presented in an article by researchers of Nizhny Novgorod State University. Article by E.M. Sharagina with co-authors is devoted to the dominant species identifying and functional complexes of phytoplankton in the Middle Volga basin karst lakes. The characteristics of the composition, ecological-geographical and functional structure of the dominant phytoplankton species of three different types of the Nizhny Novgorod Volga region lakes Klyuchik, Svetloyar and Svyatoye Dedovskoye were obtained.

As a result, almost all topics of the conference are represented in this special issue. The article by V.N. Sinyukovich from Limnological Institute of the SB RAS is devoted to hydrological problems, the high and low inflows into Lake Baikal and the flow of its main rivers are discusses. In the article by I.I. Marinaite et al. authors assessed a spatiotemporal pattern of pollutant distribution (PM_{10} , PAHs and GEM) in the air above the water area of Lake Baikal and estimated fluxes of pollutants onto the water surface of the lake.

Acknowledgments

We are grateful to all the authors who provided the results of their research to this special issue, to all the reviewers of the papers and the editor of the journal, thanks to which the publication of the special issue of the conference “Limnology in Russia” became possible.

Лимнология в России

От редактора

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGY

Сапелко Т.В.

Институт озерадения РАН-СПб ФИЦ РАН, ул. Севастьянова, 9, г. Санкт-Петербург, 196105, Россия

12-14 февраля 2024 г. в Санкт-Петербурге прошла Всероссийская научная конференция «Лимнология в России» (Рис. 1). Конференция состоялась в рамках мероприятий, посвященных 80-летию Института озерадения РАН и 300-летию Российской Академии наук. Организаторами конференции являлись Институт озерадения РАН-СПб ФИЦ РАН, Отделение наук о Земле Российской академии наук и Санкт-Петербургское отделение Русского географического общества. В течение 80 лет Институт озерадения работает, как междисциплинарный и объединяет специалистов разных профилей, что и определило тематику направлений конференции. Обсуждались общие проблемы лимнологии и прикладные исследования; гидробиологические и ихтиологические исследования озер; химия воды и донных отложений озер; палеолимнологические исследования; современные изменения климата и гидрологические процессы в крупных озерах; моделирование гидрологических и биогеохимических процессов в озерах.

Тематика докладов охватывала исследования пресных и соленых, равнинных и горных озер. Освещались проблемы охраны и использования водных ресурсов, правовые, организационно-технические вопросы сохранения и восстановления водных экосистем и популяций гидробионтов. Обсуждались аспекты изучения гидробиоценозов от систематики и фаунистики водных организмов до использования различных методов математического и статистического анализа

для обработки полученных данных.

Представлены результаты гидрохимических и геохимических исследований разномасштабных пресноводных экосистем. Обсуждались современные изменения климата и климатические реконструкции прошлого, в том числе гидрологические проблемы прошлого и настоящего. Истории озер было посвящено много докладов, включающих как обобщение результатов имеющихся исследований, так и представление новых материалов, выполненных на новом современном уровне. Вопросы моделирования рассматривались как на примере озер, так и водохранилищ.

География представленных на конференции исследований охватывала значительную часть территории России, а также республики Беларусь и Германии (Рис. 2). Доклады были посвящены исследованиям как больших (Ладожское, Онежское, Байкал, Арал, Каспийское море, Ханка, Кроноцкое), так и малых озер (озера Северо-Запада, Северо-Востока и Центра Европейской части России, Кольского полуострова, Таймыра, Сибири, Центральной Азии). Среди больших озер особенно много было представлено результатов исследований по Ладожскому и Онежскому озерам, доклады по ним прозвучали на всех секциях конференции. Интересные доклады были посвящены островным озерам Валаамского, Соловецкого архипелагов и арктических островов. Обсуждались проблемы водохранилищ на примерах Рыбинского, Бурейского, Чебоксарского, Можайского и др.



Рис.1. На конференции «Лимнология в России». Русское географическое общество, Санкт-Петербург, 12.02.2024

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: tsapelko@mail.ru (Т.В. Сапелко)

Поступила: 13 мая 2024; Принята: 28 мая 2024;

Опубликована online: 19 июня 2024

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



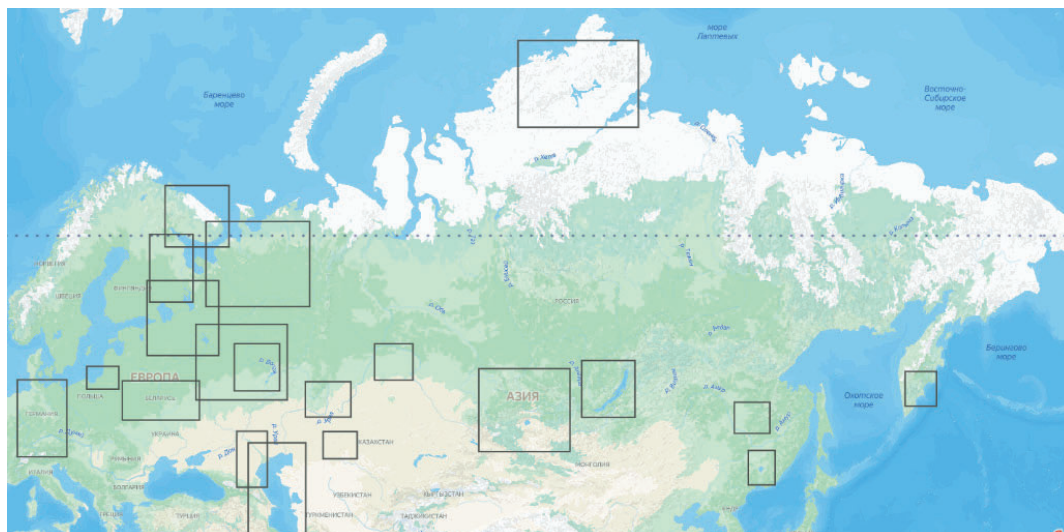


Рис.2. География исследований, представленных на конференции «Лимнология в России»

Конференция в основном проходила в очном режиме, несколько докладов было сделано дистанционно. Также была организована прямая трансляция всех заседаний. Заслушано 124 доклада (91 очный доклад, 9 дистанционных и 24 стендовых доклада). Общее число участников на заседаниях составило более 200 человек. В конференции приняли участие ученые из 48 научных организаций и университетов 18-ти городов России и двое коллег из Белорусского Университета.

Представленный спецвыпуск журнала объединяет публикации, в основном подготовленные по материалам прошедшей конференции. Тематика статей представляет актуальные проблемы, вызвавшие при обсуждении на конференции большой интерес.

Так, вертикальному распределению годовых максимумов температуры воды в южной прибрежной зоне озера Байкал посвящена статья сотрудников ИНОЗ РАН-СПб ФИЦ РАН, Лимнологического института СО РАН и Иркутского государственного университета. В статье М.А. Науменко с коллегами установили различные особенности вертикального распределения годовых максимумов температуры воды и построили эмпирические функции для оценки зависимостей между ними и датами их наступления и глубиной. Сделан вывод о том, что часто экстремальное событие, такое как температурный максимум, оказывает наибольшее влияние на экосистему озера, чем изменения средних условий.

Палеолимнологическим исследованиям посвящена статья А.А. Ткач из МГУ. На Палеолимнологической секции прошедшей конференции неоднократно обсуждалась необходимость изучения верхнего неконсолидированного слоя озерных отложений для получения данных о современном распределении пыли, водорослей и микрофауны в изучаемых озерах. Эти данные являются основой для палеореконов. Представленная работа посвящена современному прибрежному комплексу остракод Каспийского моря. Остракодологический метод является важным для изучения самого большого озера в мире, т.к. прекрасно фиксирует прежде всего динамику уровня озера. Однако до сих пор возможности этого метода недостаточно использованы для изучения истории Каспия.

Статья Н.А. Белкиной из ИВПС КарНЦ РАН посвящена гидрохимическим исследованиям озер Карелии. Результаты исследования актуальны как для гидро-

химии, так и для палеолимнологии. Изученные закономерности формирования химического состава донных отложений озер могут быть использованы как для современного состояния озер, так и для реконструкции изменения геохимического фона озера в прошлом.

Оценка биогенной нагрузки на водохранилище по результатам моделирования стока и выноса биогенных элементов с водосборов является темой статьи С.В. Ясинского с соавторами. Статья подготовлена сотрудниками Института географии и ИНОЗ РАН. Данные моделирования позволили дать оценку суммарной биогенной нагрузки на Чебоксарское водохранилище и вклада природного выноса азота и фосфора со стороны водосбора.

Гидробиологические исследования представлены статьями сотрудников Нижегородского государственного университета им. Н.И. Лобачевского. Статья Шарагиной Е.М. с соавторами посвящена выявлению доминирующих видов и функциональных комплексов фитопланктона карстовых озер бассейна Средней Волги. Получена характеристика состава, эколого-географической и функциональной структуры доминирующих видов фитопланктона трех разнотипных озер Нижегородского Поволжья: Ключик, Светлояр и Святое Дедовское.

В результате в представленном спецвыпуске отражены почти все направления конференции. Гидрологическим проблемам посвящена статья В.Н. Синюковича, в которой обсуждаются показатели высокого и низкого притока в озеро Байкал и стока его главных рек. В статье Мариняте И.И. с соавторами рассматривается пространственно-временная картина распределения загрязняющих примесей (PM_{10} , ПАУ и газообразной элементарной ртути) в атмосфере над акваторией оз. Байкал, оценены их потоки на водную поверхность озера.

Благодарности

Мы благодарны всем авторам, которые предоставили результаты своих исследований для этого специального выпуска, а также всем рецензентам и редактору журнала, благодаря которым стала возможна публикация спецвыпуска конференции «Лимнология в России».

Surface sediments of Karelian lakes: their formation peculiarities and chemical composition

Original Article

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGY

Belkina N.A.

Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Aleksander Nevsky Str., 50, Petrozavodsk, 185030, Russia

ABSTRACT. The territory of Karelia is a unique geographical region, where currently more than 62,000 lakes function in a humid climate, being at different stages of the evolution of their ecosystems. In this study, we analyzed the data on the chemical composition of the bottom sediments of Karelian lakes collected during the period 1965-2020. The patterns of the formation of the chemical composition of the bottom sediments of lakes are discussed. It is shown that in the lakes of the southeastern part of the Fennoscandian Crystal Shield, the bottom sediments of a mixed type are currently being formed: iron-humus-silicon, iron-silicon-humus, or humus-iron-silicon. There are small lakes where the bottom sediments accumulate either silicon (diatomite), iron (lake ore), or organic matter.

Keywords: Fennoscandian Crystal Shield, formation of lake sediments, chemical composition

For citation: Belkina N.A. Surface sediments of Karelian lakes: their formation peculiarities and chemical composition // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - P. 111-129. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-111

1. Introduction

The lakes of Karelia (63°49'00" N and 33°00'00" E) are young in geological terms. Their age does not exceed 15 thousand years (Subetto, 2009). They were formed at the turn of the Late Pleistocene and Holocene (15-11 thousand years ago) in the process of deglaciation of the territory in the direction from the southeast to the northwest. Since their origin, lakes have developed as freshwater reservoirs with individual characteristics of sediment accumulation, depending on their location on ice-dividing upland, on lake plains, or in zones of denudation-tectonic relief (Paleolimnology..., 2022). Geological and geochemical (Alabyshev, 1932; Биске, 1959; Biske et al., 1971; Perfiliev, 1972; Sinkevich and Ekman, 1995; Lukashov and Demidov, 2001; Demidov, 2003; Demidov and Shelekhova, 2006; Slukovsky and Medvedev, 2015; Slukovsky and Dauvalter, 2020), paleolimnological (Lac and Lukashov, 1967; Martinson and Davydova, 1976; Davydova, 1985; Devyatova, 1986; Shelekhova, 2006; Shelekhova et al., 2021; Filimonova and Lavrova, 2017; Filimonova, 2014; Subetto et al., 2017; 2020; Lavrova and Filimonova, 2018; Gromig et al., 2019; Hang et al., 2019; Zobkov et al., 2019; Strakhovenko et al., 2020a;b; 2022) and limnological (Semenovich, 1973; Vasilyeva and Polyakov, 1992; Vasilyeva et al., 1999; Belkina, 2017; 2019;

Belkina et al., 2018; 2022) studies of the bottom sediments of Karelian lakes have allowed to collect a huge amount of factual material on the limnogenesis of the eastern periphery of the Fennoscandian Crystal Shield in the Lateglacial and Postglacial period. However, little attention has been paid to the issues of studying modern lake sedimentation.

Today, Karelian humid climate has resulted in a unique system of lakes connected by small water-courses to form a single hydrographic network, 96% of which are lakes with an area of less than 1 km². The area of the region occupied by lakes is one of the highest in the world (21%, including lakes Onego and Ladoga) (Lakes..., 2013). The water remains mainly in the liquid phase throughout the year, creating the conditions for many processes of physical, chemical, and biological differentiation of matter at all stages of the lake's sedimentation.

The aim of the study was to generalize data on the chemical composition of the bottom sediments of Karelian lakes and to identify patterns of lake sediment formation under current conditions.

2. Materials and methods of the research

The paper uses archival materials from studies of the bottom sediments of 139 lakes in Karelia col-

*Corresponding author.

E-mail address: bel110863@mail.ru (N.A. Belkina)

Received: May 07, 2024; **Accepted:** May 28, 2024;

Available online: June 19, 2024

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



lected at NWPI KarRC of RAS for the period 1965-2020, including the participation of the author. The comparison was performed on 8 indicators of chemical composition: organic carbon (C_{org}), carbon of humic and fulvic acids (C_{ha} , C_{fa}), mineral phosphorus (P_{min}), ammonium and organic nitrogen (N_{NH4+} , N_{org}), iron, manganese, and ash content (Ash). In the bottom sediments of the model objects (lakes: Yuzhnoye Haugilampi, Vendyurskoye, Korytovo, Polevskoye, Golubaya Lamba, Ladmozero, Shotozero, Padmozero, and Syargozero), the following values were additionally determined: pH and Eh, physical properties: density (d), natural and absolute humidity ($Wet_{20^{\circ}C}$, $Wet_{105^{\circ}C}$), porosity (por), specific gravity (d_s), losses in ignition ($LI_{550^{\circ}C}$), pigment composition of $Chl_{a,b,c}$, total phosphorus content (P_{tot}), daily oxygen demand of the sediment (OD_1) (Belkina et al., 2023).

3. Results and discussion

Currently, Karelian lakes function in a humid climate (marine-continental transition) with relatively warm winters, short cool summers, and unstable spring and autumn weather (Nazarova, 2015). The following climatic features control the formation process of a modern lake. (1) Relatively low temperatures and a significant amount of atmospheric precipitation (600-650 mm per year, 60% of which falls between May and October) ensure the development of surface runoff, which plays an important role in the process of weathering and the transfer of substances of various genesis along the slopes of the terrain to the lakes. (2) Due to the location of the lakes in a temperate climate zone, the surface temperature of the lakes is above $4^{\circ}C$ in summer and below $4^{\circ}C$ in winter, with significant seasonal variations. As a result of this temperature distribution, the reservoirs are characterized by two complete convective mixing of the water mass throughout the year: in spring and late autumn. The hydrological and thermal regimes of lakes and water dynamics determine the uneven nature of sedimentary matter entering the bottom sediments and changes in its qualitative and quantitative composition depending on the season (Kulik et al., 2023a). (3) The long summer solstice (the longest day lasts about 20 hours) creates a favorable environment in the lakes (low water temperature, sufficient light, and transparency) for the development of phytoplankton, the main supplier of autochthonous organic matter to the bottom sediments. (4) Steady winds from the northwest during most of the year and from the west, south, and southwest during cold periods contribute to the penetration of aeolian dust into the bottom sediments.

Modern sedimentogenesis in the lakes of the basin is mainly determined by geological factors. The geomorphologic features of the territory (relief, horizontal and vertical dissection of the surface, thickness of the covering rocks, lithologic composition of Quaternary deposits) determine the conditions of water runoff and sediment transport to the lakes. Tectonic structures, Archean and Proterozoic rocks of the crystalline Fennoscandian Shield, loose Quaternary sediments,

and Upper Devonian and Lower Carboniferous rocks of the Russian platform, which differ in structure and time of formation, determine the composition of the mineral part of the bottom sediments. Thus, the predominance of silicate rocks in the basin ensures the accumulation of silicon in the bottom sediments, which enter as part of a terrigenous suspension, and also creates conditions for the presence of silicic acid in the lake water, stimulating the development of a diatom complex of phytoplankton with the subsequent accumulation of biogenic silicon in the bottom sediments. The relatively low phosphorus content in rocks determines the limitations of aquatic ecosystems of phosphorus and consequently affects the quantitative and qualitative composition of organic matter in the bottom sediments.

Podzolic soils play an important role in the immobilization and transfer of metals to lakes. Thus, the high content of Fe and Mn in rocks capable of complexation reactions with soluble humic organic matter formed in the soil is the reason for their active migration into natural waters and accumulation in the bottom sediments (Belkina et al., 2018).

The influence of the anthropogenic factor on the accumulation of lakes is mainly manifested in reservoirs with direct anthropogenic impact (domestic and industrial wastewater discharge, surface runoff from residential and agricultural areas, fish farming, aeolian inputs from open-pit mining, shipping, building of hydraulic structures, etc.). The effects of forestry on sedimentogenesis are indirect. A change in the water balance of the lake's catchment area as a result of deforestation leads to a change in the hydrological regime. This, of course, affects the inflow of water into the lake and, as a result, the processes in the lake itself.

All of the above factors determine the functioning of the hydrographic network. The location of the territory in the zone of excessive moisture, where precipitation prevails over evaporation, determines the presence of surface and underground runoff. The hydrological regime of this system is greatly determined by tectonics and topography. A significant part of the substances involved in the deposition process in lakes are transported from the catchment area by water in dissolved form. Drainage from the catchment area of surface and underground river runoff is significantly influenced by different depths of bedrock under the thickness of Quaternary sediments, extremely fragmented relief and the proximity of watersheds to erosion bases. Surface runoff is not typical only for reservoirs with an area of less than 1 km^2 .

The predominant type of groundwater in the region is calcium bicarbonate, which is formed independently of the composition of rocks in the zone of active water exchange. This is due to the fact that leaching of rocks under conditions of saturation with carbon dioxide (the source of which is the soil) already at the first stage leads to the formation of solutions of the siliceous-calcium type, which are characterized by a nonequilibrium state with primary aluminosilicates and carbonates, but they are already saturated with respect not only to kaolinite, but also to other secondary aluminosilicates (montmorillonite, illite, pyrophyll-

lite). The conditions of short-term residence of water in rocks and short distances from the aquifer feeding area to groundwater discharge zone provide general geochemical features of the surface waters of the region (Borodulina, 2011). Low-mineralized calcium-siliceous groundwater enters the lakes and watercourses of the basin, which are the product of leaching of primary aluminosilicates enriched with organic substances and carbon dioxide washed out of the soil.

The main features of surface waters formed in Karelia are low mineral content, high color, and noticeable iron content. The waters of the region are ultra-fresh (the average value for Karelia is 31 mg/l). Most of the studied lakes have a mineralization of less than 50 mg/l, a hardness of 0.2-0.4 mg-eq./l. Ca^{2+} prevails among cations, Mg^{2+} is rare, and K^{+} is even rarer. Alkaline earth metals prevail over alkaline ones. Among the anions, the lowest content was noted for Cl^{-} (1.7 mg/l) and SO_4^{2-} (3.5 mg/l), especially in humified waters, where their concentrations are lower than in atmospheric precipitation. Bicarbonates predominate in the anionic composition. The alkalinity ranges from 0 to 276 mg/l, but for most reservoirs and watercourses, its value is less than 30 mg HCO_3^{-} /l. The concentrations of organic acid anions range from 0.01 to 0.4 mmol/l. As a rule, lake water is characterized as medium-humus (color is 35-80 degrees, $\text{COD}_{\text{KMnO}_4}$ is 8-15 mgO/l), while river water is characterized as high-humus. The CO_2 content is usually 2 times higher in rivers than in lakes and ranges from 0 to 46 mg/l. In the water column, its concentration increases with depth, unlike oxygen, whose concentration decreases with depth. The pH value varies greatly (from 4.07 to 8.34) depending on the content of HCO_3^{-} , CO_2 , organic acids, and their salts, and generally rises with increasing alkalinity of the water. Most lakes have slightly acidic (5.5-6.5) and neutral (6.5-7.5) waters. Rivers with heavily swampy areas and small reservoirs with atmospheric feeding have the lowest pH. Concentrations of iron, phosphorus and manganese vary widely (from 0 to 4.6 mg/l Fe, from 6 to 26 micrograms/l P and from 0 to 2.1 mg/l Mn). Their content depends on the alkalinity and the presence of organic matter of a humic nature (The current..., 1998; Lozovik et al., 2020). As mentioned above, humic acids of soils contribute to the transfer of metals to surface waters. Organic acids enhance the leaching of carbonates and phosphates of Ca and Mg, which, in turn, leads to higher concentrations of phosphorus, and carbon dioxide in surface waters with a high humus content compared with surface waters with a low humus content. Part of the phosphorus can bind to soluble forms of iron (organometallic complexes) or be sorbed on iron hydroxo compounds migrating as part of suspended solids, which leads to the entry of phosphorus into bottom sediments not only as part of detritus but also as part of iron humus suspension.

The content of other chemical elements in surface waters, including silicon (in rivers, its concentration ranges from 1.2 to 4.9 mg/l, in lakes, it is from 0.2 to 2.6 mg/l), is quite stable and does not strongly depend on the type of water and season. The content of suspended solids in river waters depends on the sea-

son and ranges from 0.2 to 13 mg/l. The waters of the vast majority of rivers are of the alkaline type with a high humus content. Most lakes have alkaline waters, with an average humus content; small reservoirs have slightly alkaline waters, with a high humus content (Lakes..., 2013).

Geomorphological differences in the catchment areas of the lakes in the basin largely determine the diversity and uniqueness of the sedimentation regimes of the small lakes. The uneven distribution of river flow into large reservoirs, combined with the complex morphology of the basins and the irregularity of the coastline, leads to the existence of local basins (limnic areas) with different sedimentation patterns (Belkina, 2021). A significant part of the mineral component in the bottom sediments of the lake is formed due to suspended matter containing detrital rock material of the catchment area. In conditions of humic, low-mineralized surface waters, poorly soluble compounds of silicon, iron and manganese are formed and deposited directly in the reservoir itself, and as a result, phosphorus or metals are co-deposited (as a result of sorption processes on hydroxo-compounds) (Kulik et al., 2023b). Insoluble humates deposited in the bottom sediments are formed in the water mass during the biochemical oxidation of dissolved organic matter.

Biological communities in lake ecosystems are suppliers of organic matter to the bottom sediments. The main factors affecting ecosystem productivity are water temperature, its salt composition, and the presence of biogenic elements (Konstantinov, 1986). The growth of aquatic organisms is limited by a short vegetation period and a low water temperature. The flora and fauna of the lakes of the region are based on cold-loving representatives: diatom plankton, deep-sea relict crustaceans, coregonine, and salmonid fishes in ichthyocenoses. The dominance of the most taxonomically diverse diatoms, green, blue-green, and golden algae in the algoflora of lakes (93.5% of the total list) is a zonal feature of the northwestern territories. Quantitative indicators of phytoplankton development (abundance and biomass) change significantly during the growing season. In spring and autumn, diatoms are quantitatively predominant in the lakes, and mixed plankton develops in the summer. Phytoplankton biomass increases significantly with an increase in the trophicity of lakes. The average annual production of phytoplankton is from 11 g C/(m²/year) (Succozero, oligotrophic) to 160 g C/(m²/year) (Svyatozero, eutrophic), and in most of the lakes it does not exceed 50 g C/(m²/year) (average of 45, median 38) (Chekryzheva, 2011).

The structure of the zooplankton community also depends on the trophic status of the reservoir and varies depending on its thermal and dynamic modes. In the early spring period (early June), infusoria occupy a dominant position in the community. As the water warms up and the food conditions change, rotifers become the main complex. In the summer, cladocerans dominate. In autumn, the role of rotifers increases again. Winter zooplankton is mainly represented by copepods and rotifers. The biomass of zooplankton

ranges from 0.18 to 27 g/m³, and the number ranges from 1 thousand to 5 million individuals/m³ (Lakes..., 2013).

The modern fauna of the seabed is very diverse in taxonomic terms and, according to recent data, has more than 1,000 species and forms of invertebrates. The dominant complex of benthic cenoses is formed by three systematic groups: chironomids, oligochaetes, and mollusks. The lakes of South Karelia are more productive: the average benthic biomass of the lakes of the Shuya River basin is 4.36 g/m², the Vodla River basin is 2.26 g/m², and the lakes of the Zaonezhye Peninsula are 3.92 g/m² (Lakes..., 2013).

Macrophytes make a significant contribution to the formation of organic matter in the bottom sediments only in small, shallow eutrophic reservoirs with a developed littoral zone. Lakes of tectonic and glacial-tectonic origin, whose littoral is characterized by stony-boulder, rocky, stony-sandy, or sandy bottom, are unfavorable for the growth of aquatic plants. The increased content of humic substances in the water also suppresses their development. The value of annual production varies from 0.5 to 6 g C/(m²/year¹) and usually does not exceed 1 g C/(m²/year¹) (Lakes..., 2013). The values of biomass and algae abundance decrease as the pH level declines (Komulainen et al., 2006).

Low water mineralization is important for regulating the water-salt balance of aquatic organisms (Konstantinov, 1986). It affects both the number of species and the biomass of phytoplankton, as well as the presence of marine glacial relics in deep lakes. The most sensitive to salt deficiency are mollusks, whose shells become thin and their sizes become smaller (Kalinkina et al., 2013). For aquatic invertebrates, the low hydrogen index also acts as a toxic factor that violates the integrity of cell membranes (Kalinkina et al., 2017). The high color of the waters affects the structure and vertical distribution of microalgae. In meso- and polyhumous reservoirs, the photic layer narrows due to the weakening of the penetration of photosynthetically active radiation into the water column, which reduces the productivity of plankton. Accordingly, an insufficient food supply provides low natural fish productivity in lakes – 10 kg/ha (Lakes..., 2013).

Part of the phosphorus entering reservoirs, which is necessary for the energy metabolism of organisms, is bound in complex with humus and iron and, therefore, is in a form that is of low accessibility to aquatic communities. The gradual transformation of humic substances as a result of their photooxidation and the activity of heterotrophic microflora (which, with a lack of easily mineralized organic substances, uses them as a substrate) requires additional time, which is also a deterrent to production processes. The amount of bacterioplankton is a fairly stable indicator and ranges from 1.5-2 million/ml increasing in contaminated areas (Gashkina et al., 2012). The amount and biomass of bacteria during the growing season vary by 1.5-2.5 times depending on the trophicity. For most reservoirs, there are two peaks in the seasonal development of bacterioplankton: spring and summer. The bulk of bacteria in the water column is in the form of

single cells, whose vital activity is based on complex organic substrates (actinomycetes, oligotrophic bacteria). In reservoirs exposed to anthropogenic influence, groups of bacteria reflecting one or another type of contamination (nitrifying, cellulose-destroying, oil-oxidizing, phenol-oxidizing, coliform) have a noticeable development. The biomass of bacteria in its raw form in the summer reaches values of 0.1-0.5 mg/l, expressed in carbon: 10-54 mkg C/l, in contaminated reservoirs, its values increase 1.5-2 times. The dark assimilation of carbon dioxide as an indicator of the biosynthetic activity of bacterioplankton in the summer in oligotrophic reservoirs does not exceed 0.5, in mesotrophic reservoirs it has limits of 0.8-3.1, in eutrophic reservoirs it reaches 7.8 mkg C/(l/day) and above (Lakes..., 2013).

Thus, temperature, salt composition, humus content, and alkalinity of surface waters are key environmental factors limiting the development of living organisms in the lakes of the eastern margin of the Fennoscandian Shield. Phytoplankton is the main source of autochthonous organic matter in the bottom sediments. Apparently, the low productivity of lakes is the reason that the bulk of easily oxidized organic matter is actively consumed and mineralized in water, and difficult-to-oxidize, little biodegradable organic matter accumulates in the bottom sediments. The quantitative and qualitative composition of organic matter in lake water, which depends on the production of phytoplankton and the mass of humus coming from the catchment area, determines the rate of accumulation and intensity of the transformation processes of organic matter in the bottom sediments. The significant contribution of higher aquatic vegetation to the organic matter of the bottom sediments is typical for small, well-heated, productive lakes with a developed littoral zone.

Allochthonous organic matter enters lakes with the river runoff in the form of dissolved humic substances formed in the soils of the catchment area, and in the form of leaf litter of terrestrial vegetation of the shores.

The intensity of the soil formation process, which depends on the chemical and granular composition of the parent rocks, controls the flow of amorphous silicon, humic substances, and chemical elements into surface waters prone to the formation of complex compounds and colloidal systems with silicon and humic acids, which affects both the chemical composition of the water and the biological characteristics of lakes and, ultimately, the composition of bottom sediments. The role of soil cover in the formation of bottom sediments increases with the growth of the lake's catchment area. It should also be noted that since 1989 in Russia there has been a steady excess of the norm of the average annual air temperature (Gruza and Rankova, 2012). An increase in the duration of the vegetation period and an increase in precipitation inevitably lead to an increase in the intake of allochthonous organic matter into the lake from the catchment area, an increase in the production of the lakes themselves, and, as a result, an increase in the intake of organic matter into the sediments.

Analysis of the chemical composition of the surface sediments of Karelian lakes has shown that lakes with different types of accumulation (accumulators of mineral and organic matter by different genesis) are found in the region (Table 1). Differences in the hydrological and morphometric characteristics of lakes, various areas, and the composition of catchment rocks, as well as the different trophic status of reservoirs, determine differences in the chemical composition of sediments. Most lakes in the region are characterized by an uneven distribution of sedimentary material at the bottom of the reservoir, which is naturally controlled by the morphology of the basin and the dynamics of the waters: sandy-gravel bottom sediments form the littoral zone, and clay silts prevail in deep-water zones.

The variety of sedimentological trends in the lakes of Karelia is associated with the local landscape conditions of the catchments. Its most significant characteristics are equally important: the area and relief of the catchment, the morphology of the lake basin, and the chemical composition of the water (Belkina, 2021). It is difficult to draw a clear conclusion about the predominance of a certain type of lake accumulation, depending on the position of the reservoir in the relief. The chemical composition of precipitation in accumulation zones shows that in large lakes ($S_{\text{mirror}} > 10 \text{ km}^2$), the mineral type prevails, and in small lakes ($S_{\text{mirror}} < 1 \text{ km}^2$), the organic type of accumulation prevails. Both mineral and organic sediments are found in lakes with S_{mirror} of 1 to 10 km^2 (Fig. 1).

As a rule, the content of organic matter in the bottom sediments increases in proportion to the trophic level of the reservoir, from oligotrophic to eutrophic (Belkina, 2021). Organo-accumulating lakes are found in all modern landscapes of the region (terminal moraine uplands, ice-dividing accumulative uplands, lake plains). According to the macrocomposition, the deposits of such lakes are characterized as iron-silicon-humus. One illustrative example is Yuzhnoye Haugilampi Lake (West Karelian upland, 63°33' N, 33°20' E), an eutrophic, shallow lake (average depth 4.1 m) with a well-developed coastal zone. The altitude above sea-level is 153 m. $S_{\text{catchment}}$ is 0.329 km^2 , S_{mirror} is 0.276 km^2 . It has been functioning as an independent reservoir for about 12,000 years. The surface deposits are represented by brown silts. The mean values of the chemical composition are as follows: $\text{LI}_{550^\circ\text{C}}$ is 60%, C_{org} is 26%, Ash is 38%, OD_1 is 4 $\text{mgO}_2/(\text{g/day})$, $\Sigma\text{Chl}_{\text{a,b,c}}$ is 1000 mkg/g , pheophytin is 1200 mkg/g , N_{org} is 1.9%, $\text{N}_{\text{NH}_4^+}$ is 0.02%, P_{tot} is 0.3%, P_{min} is 0.2%, Mn is 0.04%, and Fe is 2.5%. The redox cycle of iron and manganese controls the decomposition of organic substances in the bottom sediments. The distribution of biogenic elements (N_{org} , $\text{N}_{\text{NH}_4^+}$, P_{tot} , P_{min} , Fe, and Mn) along the vertical column is nonmonotonic (Fig. 2). The chemical composition of the water in Yuzhnoye Haugilampi Lake corresponds to the mesohumic medium-alkaline neutral weakly alkaline bicarbonate type of the waters of the calcium group. The mineralization of the water in the lake is high (90 mg/l). In the ionic composition, bicarbonates predominate among the anions (95%), calcium (54%) among the cations, alkalinity is 71.12

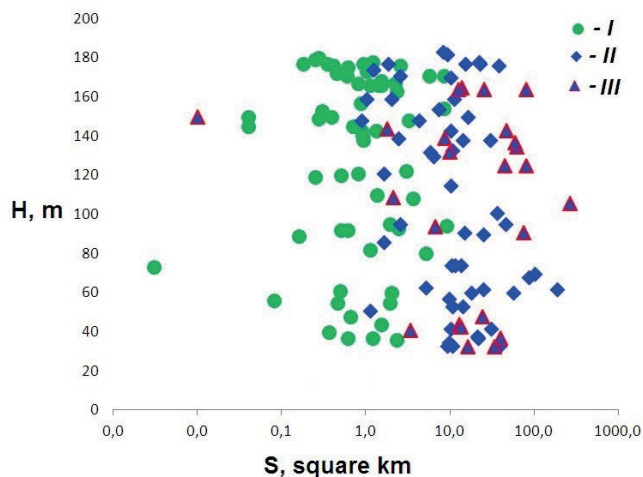


Fig.1. Distribution of lakes with different types of sediments: green is organomineral (ash content < 80%), blue is mineral (ash content > 80%); I is iron-silicon-humus, II is iron-humus-silicon, III is humus-iron-silicon) depending on the location (H is altitude above sea level, m) and size (S is lake mirror area, km^2)

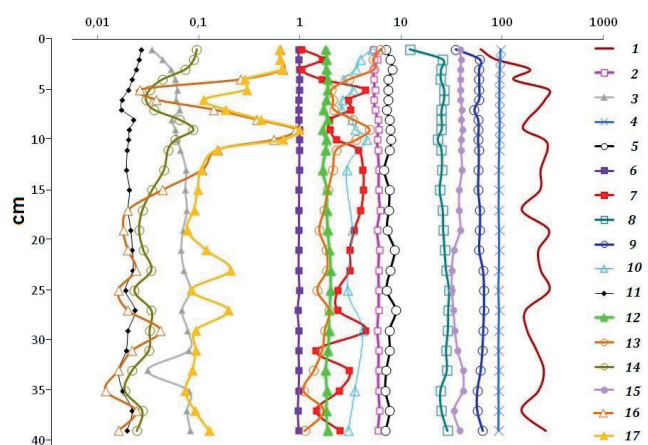


Fig.2. Vertical distribution of chemical, physical and physico-chemical characteristics in the surface layer of the bottom sediments of Lake Yuzhnoye Haugilampi. 1 – Eh, mV; 2 – pH; 3 – solid matter mass in 1 ml of wet soil, g/ml; 4 – $\text{Wet}_{20^\circ\text{C}}$, %; 5 – $\text{Wet}_{105^\circ\text{C}}$, %; 6 – por; 7 – ds, g/cm^3 ; 8 – C_{org} , %; 9 – $\text{LI}_{550^\circ\text{C}}$, %; 10 – OD_1 , mgO_2/g ; 11 – $\text{N}_{\text{NH}_4^+}$, %; 12 – N_{org} , %; 13 – Fe, %; 14 – Mn, %; 15 – Ash, %; 16 – P_{min} , %; 17 – P_{tot} .

$\text{mgHCO}_3^-/\text{l}$, pH is 7.1, color is 25 deg. The ratio of PO is 2.96 mgO/l and COD is 12.2 mgO/l and indicates an autochthonous origin of organic matter (Lakes..., 2013).

We should note that organic matter of various origins accumulates in small lakes, regardless of the features of the landscape, the trophic status of the reservoir, and the chemical composition of the waters. For example, a high content of organic matter is observed in the eutrophic lake Korytovo ($S_{\text{catchment}}$ is 0.1 km^2 , S_{mirror} is 0.003 km^2 , $\text{LI}_{550^\circ\text{C}}$ is 86%, Ash is 11%) and in mesotrophic lake Polevskoye ($S_{\text{catchment}}$ is 31.8 km^2 , S_{mirror} is 0.45 km^2 , $\text{LI}_{550^\circ\text{C}}$ is 66%, ash content is 33%), which was formed 12-11 thousand years ago within the lake-glacial plain, and in oligotrophic lake Golubaya Lamba ($S_{\text{catchment}}$ is 0.21 km^2 , S_{mirror} is 0.04 km^2 , $\text{LI}_{550^\circ\text{C}}$

Table 1. – Generalized chemical composition of the surface layer (0-5 cm) of the bottom sediments according to the data of 139 small Karelian lakes, % (Belkina, 2021).

Sediment type*	Number of samples	Value	Organic matter						The mineral matter		
			C _{org}	C _{ha}	C _{fa}	P _{tot}	N _{NH4+}	N _{org}	Ash	Fe	Mn
Sand	147	minimum	0.03	0.01	0.03	0.01	0.001	0.06	94.86	0.00	0.00
		maximum	2.40	1.35	0.64	0.04	0.004	0.77	99.80	6.73	0.08
		average	0.98	0.36	0.29	0.03	0.002	0.22	97.52	0.50	0.02
Silt	510	minimum	1.30	0.04	0.00	0.03	0.003	0.01	9.02	0.17	0.00
		maximum	42.50	11.60	9.10	5.00	0.170	3.99	94.32	42.20	1.02
		average	15.43	1.79	1.52	0.17	0.027	1.17	78.67	4.18	0.23
Clay	75	minimum	0.71	0.14	0.07	0.06	0.000	0.08	75.52	0.03	0.04
		maximum	5.58	0.66	0.79	0.12	0.030	0.97	97.74	1.68	0.45
		average	2.64	0.45	0.44	0.09	0.009	0.34	92.34	1.15	0.17

Note: «*» – By the prevailing granulometric fraction (sand 0.05-2 mm; silt 0.005-0.05 mm, clay < 0.005).

is 89%, and Ash is 9%), which was formed on the Vokhtozersk upland with an area of 7.9 thousand years ago. Sedimentation rates in lakes Korytovo, Polevskaya, and Golubaya Lamba differ by more than an order of magnitude (10, 1, and 0.1mm/yr, respectively). The sources of organic matter in the bottom sediments are also different. In Lake Polevskoye, the main source is humic substances coming from the catchment area: in Lake Korytovo, there is higher aquatic vegetation, and in lake Golubaya Lamba, there is terrestrial and higher aquatic vegetation and phytoplankton. These small lakes have different chemical compositions of water (mesohumus, bicarbonate class of the calcium-magnesium group with ions Σ_{ion} is 60 mg/l in Lake Polevskoye; carboxylate class of potassium group waters with Σ_{ion} is 30 mg/l in Lake Korytovo; oligohumic sulfate class of the calcium group with Σ_{ion} is 3 mg/l in Golubaya Lamba) (Lakes..., 2013).

In lakes where mineral deposits are formed, the most common type of accumulation is iron-humus-silicon. A typical representative of such a reservoir is mesotrophic lake Vendyurskoye (Vokhtozerskaya upland, 62°13' N, 33°16' E, $S_{catchment}$ is 79.8 km², S_{mirror} is 10.1 km², altitude above sea level is 143.8 m, average depth is 6.1 m). A reservoir of accumulative-residual genesis, the total capacity of Quaternary deposits is 3.50 m. Current bottom sediments are formed in the conditions of oligohumus waters of the bicarbonate class of the Ca group and are represented by gray-brown silt ($LI_{550^\circ C}$ is 29%, Ash is 68%, and Fe is 7.8%). The range of fluctuations of physico-chemical parameters along the vertical surface layer (up to 40 cm) is one pH unit (from 4.3 to 5.6) and 600 mV Eh (from 25 to +600 mV). The variability of the Eh values, in our opinion, is determined by seasonal oxygen deficiency in the bottom waters, which causes diagenetic restructuring of the surface layer due to the development of anaerobic processes of organic matter transformation. As a result, interlayers with different metal content and quantitative and qualitative composition of organic matter and, consequently, with different microflora processing, this organic matter is formed and buried. The $LI_{550^\circ C}$ value changes slowly and monotonously down the column,

which indicates a significant transformation of organic matter in the water column of the reservoir before it reaches the bottom. OD_1 values are low (1-1.8 mgO₂/(g/day)). The distribution of phosphorus along the vertical axis of the sediments correlates with the distribution of iron and manganese, with values ranging from 0.06 to 0.3% (Fig. 3).

Monotypic (siliceous or ferruginous) deposits are rarely found in the lakes of South Karelia compared to the northern part. Humus-silicon sediments were found in lakes on the territory of the Zaonezhye Peninsula (Lakes Nizhnee Myagrozzero and Syargozero), in small reservoirs of the Shuisky lowland (Lake Lindozero), and in the northern part of the Onega Lake catchment (Lake Munozero, Lobskoye settlement area) (Demidov and Shelekhova, 2006). For example, diatom sediments of the mesotrophic lake Sargozero ($S_{catchment}$ is 17.4 km², S_{mirror} is 0.65 km²) have a light green color and are characterized by high porosity values (0.94) throughout the thickness, low specific gravity (1.1 g/cm³), and very low iron content (0.5%). The ratio of organic matter

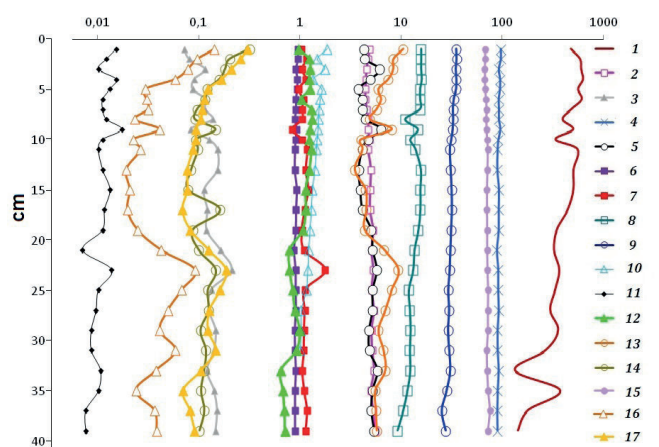


Fig.3. – Vertical distribution of chemical, physical and physico-chemical characteristics in the surface layer of bottom sediments of Lake Vendyurskoye. 1– Eh, mV; 2 – pH; 3 – solid matter mass in 1 ml of wet soil, g/ml; 4 – Wet_{20°C}, %; 5 – Wet_{105°C}, %; 6 – por; 7 – ds, g/cm³; 8 – C_{org}, %; 9 – LI_{550°C}, %; 10 – OD₁, mgO₂/g; 11 – N_{NH4+}, %; 12 – N_{org}, %; 13 – Fe, %; 14 – Mn, %; 15 – Ash, %; 16 – P_{min}, %; 17 – P_{tot}.

(C_{org} is 21%, $LI_{550^\circ C}$ is 45%, N_{org} is 1.35 % and P_{tot} is 0.05 %, C:N is 18, C:P is 1029) and the mineral part of the sediment (ash is 51%) is close to unity. The distribution of pH, Eh, and elements of chemical composition along the vertical of the sediment in the surface layer is monotonous.

Humus-iron-silicon bottom sediments, as a rule, are formed in an oxidizing environment in reservoirs with a developed littoral zone and a large catchment area (significantly swamped, where illuvial-humus-feruginous podzols are common). Deposits of this type are formed in oligotrophic lakes with low color of water and deeply embedded basins (Lake Ladmozero, $S_{catchment}$ is 120 km², S_{mirror} is 24 km², H_{max} is 52 m, water class is bicarbonate) and in shallow, high-flowing reservoirs with high color of water (Lake Shotozero, $S_{catchment}$ is 5540 km², S_{mirror} is 74 km², H_{max} is 10 m, carboxylate water class is carboxylate). A feature of such reservoirs is the accumulation of lacustrine iron ores in the form of crusts, nodules, oolites, and coins in the littoral zone (at a depth of 1 to 5 m) (Perfiliev, 1972). These biogeochemogenic sediments, containing up to 40% Fe and 2% Mn, are mineral mixtures of a non-crystalline structure (Strakhovenko et al., 2020a; Ovdina et al., 2018; Belkina et al., 2018). The sediments consist mainly of iron hydroxides (goethite, lepidocrocite), manganese oxides, and also contain a small amount of clay minerals, quartz, and rarely carbonates. They are formed in the presence of oxygen during the deposition of suspended and colloidal substances containing excess iron. Bacteria contribute to the deposition of colloids. The thickness of ore deposits lying in the coastal zone of lakes up to 300 m wide ranges from 1 cm to 1 m. At the same time, the iron content in silt sediments lying in deep-sea zones is usually lower than the Clarke value. The accumulation of iron in silts (up to 40%) is also typical for small, shallow forest lakes with a swamped catchment area. In Karelia, until the 19th century, humans employed the use of lacustrine iron ores for iron mining (Kuleshevich et al., 2010).

Current carbonate bottom sediments are rare in the territory of Karelia. For example, in Lake Padmozero (S_{mirror} is 10 km², $S_{catchment}$ is 78 m², H_{max} is 15 m, tectonic-glacial basin, Onego ice Lake relict), located in the eastern part of the Zaonezhye Peninsula. The reservoir accumulation zone contains light, cream (beige) silts formed by clastic weathering products of carbonate rocks common in the catchment area. The content of organic matter, nitrogen, and phosphorus is relatively low ($LI_{550^\circ C}$ is 13.9%, C_{org} is 7.1%, OD_1 is 0.32 mgO₂/ (g/day), N_{tot} is 0.80%, P_{tot} is 0.13%, C:N is 10, Chla is 0.5 mg/g). The physico-chemical conditions and chemical composition of the lake water differ from other reservoirs of the peninsula in gas composition and higher pH and mineralization values (CO_2 varies from 0.8 to 20 mg/l, pH is 8, HCO_3^- is 89 mg/l, Σ_{ion} is 150 mg/l (Lakes..., 2013)), however, do not imply the formation of chemogenic calcium and iron carbonates in the reservoir. Carbonate sediments can be deposited in the bottom sediments as a result of subaqual discharge of groundwater, as is observed in Lake Rahoylampi (Vokhtozersk upland).

It is important to note that the chemical composition of the bottom sediments of small forest lakes with small catchment areas has changed little over the past 100 years, as evidenced by the profiles of chemical characteristics in the columns of the bottom sediments that do not change vertically, as well as the results of periodic observations, for example, on the lakes of the Zaonezhye Peninsula, studies on which have been conducted since 1929 (Belkina and Kulik, 2019). Lakes with settlements and agricultural lands in their catchment area are characterized by a higher share of the terrigenous component in the bottom sediments as well as the presence of toxic substances. For example, in the bottom sediments of Lake Suoyarvi, the content of oil products in the urban area (0.55%) exceeds background values by 2 orders of magnitude or there are high concentrations of heavy metals in the reservoirs of the town of Petrozavodsk (Chetyrehverstnoe, Sulazhgorskaya lamba), etc. (The current..., 1998; Slukovsky and Medvedev, 2015). Pronounced accumulators of sediments are reservoirs located within residential areas or reservoirs with a high coefficient of water exchange that are part of lake-river systems (for example, Lake Logmozero). Most of the territory of Karelia is occupied by forests: therefore, no significant anthropogenic anomalies were found in the bottom sediments of the lakes.

4. Conclusion

Climatic conditions and the composition of rocks of the Fennoscandian Crystal Shield determine the chemical characteristics of the bottom sediments common to all lakes in the region (macro composition): silicon, humus (organic matter), and iron make up the bulk of the substance of the current bottom sediments, and their ratio determines the type of lake accumulation.

In the lakes of the southeastern part of the Fennoscandian Crystal Shield, the bottom sediments of a mixed type are currently being formed: iron-humus-silicon, iron-silicon-humus, or humus-iron-silicon. There are small lakes where the bottom sediments mainly accumulate either silicon (diatomites), iron (lake ores), or organic matter.

The general patterns of the sedimentary process in the region are: (1) geological and geomorphological conditions and the area of the catchment determine the entry of the mineral component of bottom sediments into the lake; (2) deposition of sediments occurs mainly in conditions of bicarbonate-calcium waters; (3) morphogenetic characteristics of lake basins determine the accumulation of organic matter in bottom sediments; (4) the entry of iron into the sediments determines the direction of the processes of early diagenesis in the sediment itself.

Acknowledgements

The study was carried out within the State assignment No. FSZN-2021-0006 of Northern Water Problems Institute of KarSC RAS.

Conflict of interest

The authors declare no conflict of interest.

References

- Alabyshev V.V. 1932. Zonality of lake sediments. *Izvestiya Sapropelevogo komiteta* [Proceedings of the Sapropele Committee] 6:1-44. (in Russian)
- Belkina N.A. 2017. Quantitative and qualitative composition of organic matter and its transformation in the surface layer of bottom sediments of Lake Onega. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN. Limnologiya* [Proceedings of Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. Limnology] 10: 64-72. (in Russian)
- Belkina N.A., Kulik N.V. 2019. The study of modern bottom sediments of the Zaonezhye Peninsula. *Society. Environment. Development* 4: 84-90.
- Belkina N.A. 2019. Features of the transformation process of organic substances in sediments lakes of Karelia and its effect on the chemical composition of water. *Geopolitics and ecogeodynamics of regions* 5(15): 262- 275.
- Belkina N.A. 2021. Patterns of sedimentation and early diagenesis of bottom sediments in the reservoirs of the south-eastern part of the Fennoscandian crystal shield. *Dr. Sc. Dissertation*, St. Petersburg, Russia.
- Belkina N.A., Efremenko N.A., Kulik N.V. 2018. Specifics of Iron Migration, Transformation, and accumulation in the Vygozero Reservoir. *Water Resources* 45(5): 738-745. DOI: [10.1134/S0097807818050032](https://doi.org/10.1134/S0097807818050032)
- Belkina N.A., Kulik N.V., Efremenko N.A. et al. 2023. Contemporary Sedimentation in Lake Onego: Geochemical Features of Water, Suspended Matter, and Accumulation Rate. *Water* 15: 1014. DOI: [10.3390/w15061014](https://doi.org/10.3390/w15061014)
- Belkina N.A., Strakhovenko V.D., Subetto D.A. et al. 2022. Sedimentary processes in Lake Onego at the present time. *Limnology and Freshwater Biology* 4: 1388-1390. DOI: [10.31951/2658-3518-2022-A-4-1388](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1388)
- Biske G.S. 1959. Quaternary deposits and geomorphology of Karelia. *Gosizdat KUSSR: Petrozavodsk*. (in Russian)
- Biske G.S., Lak G.Ts., Lukashov A.D. et al. 1971. The structure and history of the Onego Lake basin. *Petrozavodsk: Karelia*. (in Russian)
- Borodulina G.S. 2011. The role of underground runoff in the formation of the chemical composition of Karelian surface waters. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proceedings of Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences] 4: 108-116. (in Russian)
- Chekryzheva T.A. 2011. Phytoplankton of lakes in the Shuya River basin (Republic of Karelia, Russia). *Gidrobiologicheskij zhurnal* [Hydrobiological Journal] 47(1): 24-32. (in Russian)
- Davydova N.N. 1985. Diatoms are indicators of the natural conditions of reservoirs in the Holocene. *Nauka: Leningrad*. (in Russian)
- Demidov I.N. 2003. Quaternary deposits. In: Ieshko E.P. (Ed.), *Diversity of Karelian biota: conditions of formation, communities, species*. Petrozavodsk, pp.19-27. (in Russian)
- Demidov I.N., Shelekhova T.S. 2006. Diatomites of Karelia (features of formation, distribution, prospects of use). *Petrozavodsk: Karelian Scientific Center RAS*. (in Russian)
- Devyatova E.I. 1986. The natural environment and its changes in the Holocene (the coast of the north and center of Lake Onega). *Petrozavodsk: Karelia*. (in Russian)
- Filimonova L.V. 2014. The history of vegetation in the Late Glacial and Holocene in the territory of the Tolvoyarvi Nature Reserve (Karelia). *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proceedings of the KarSC RAS] *Biogeography series* 2: 3-13. (in Russian)
- Filimonova L.V., Lavrova N.B. 2017. The study of the paleogeography of Lake Onega and its basin using a set of methods. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proceedings of the Karelian Scientific Center RAS] 10: 86-100. DOI: [10.17076/lim703](https://doi.org/10.17076/lim703) (in Russian)
- Gashkina N.A., Moiseenko T.I., Kremleva T.A. 2012. Features of the distribution of biogenic elements and organic matter in small lakes and the limitation of their trophic activity in the European territory of Russia and Western Siberia. *Vestnik Tyumenskogo gosudarstvennogo universiteta. Social'no-ekonomicheskie i pravovye issledovaniya* [Bulletin of the Tyumen State University. Socio-economic and Legal Studies] 12:17-25. (in Russian)
- Gromig R., Wagner B., Wennrich V. et al. 2019. Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments. *Boreas* 48: 330-348.
- Gruza G.V., Rankova E.Ya. 2012. Observed and expected climate changes in Russia: air temperature. *Obninsk: FBGU "VNII GMI-MCD"*. (in Russian)
- Hang T., Gurbich V., Subetto D. et al. 2019. A local clay-varve chronology of Onega Ice lake, NW Russia. *Quatern Int.* 524: 13-23. DOI: [10.1016/j.quaint.2019.03.021](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.021)
- Kalinkina N., Belkina N., Sidorova A. et al. 2017. Bioassay of Lake Onego bottom sediments toxicity based on their chemical composition and deep water macrozoobenthos state. *Principy ekologii* [Principles of ecology] 6(1): 81-103. (in Russian)
- Kalinkina N.M., Belkina N.A., Polyakova T.N. et al. 2013. Bioindication of the state of deep-water areas in Petrozavodsk bay, Lake Onego, by macrozoobenthos characteristics. *Water Resources* 40 (5): 528-534. DOI: [10.1134/S0097807813050047](https://doi.org/10.1134/S0097807813050047)
- Komulainen S.F., Chekryzheva T.A., Vislyanskaya I.G. 2006. *Algo flora of lakes and rivers of Karelia. Taxonomic composition and ecology*. Petrozavodsk: Karelian Scientific Center RAS. (in Russian)
- Konstantinov A.S. 1986. *General hydrobiology*. Moscow: Vysshaya shkola. (in Russian)
- Kuleshevich L.V., Larkina N.Yu., Inina I.S. 2010. Iron minerals in the collection of the Museum of Precambrian Geology: limonite and hematite ores of Karelia. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and minerals of Karelia] 13: 131-138. (in Russian)
- Kulik N., Efremenko N., Strakhovenko V. et al. 2023. Geochemical Features of River Runoff and Their Effect on the State of the Aquatic Environment of Lake Onego. *Water* 15: 964. DOI: [10.3390/w15050964](https://doi.org/10.3390/w15050964)
- Kulik N., Efremenko N., Belkina N. et al. 2023. Fe, Mn, Al, Cu, Zn, and Cr in the sedimentary matter of Lake Onego. *Quaternary International* 644-645: 134-144. DOI: [10.1016/j.quaint.2022.04.005](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.005)
- Lac G. Ts., Lukashov A.D. 1967. Neotectonics in the Precambrian fault zone of South Karelia. In: Nikolaev N.I. (Ed.), *Tectonic movements and the latest structures of the Earth's crust: proceedings of a meeting on the problems of neotectonics*. Moscow, pp. 198-201. (in Russian)
- Lakes of Karelia. Guide. 2013. In: Filatov N.N., Kukharev V.I. (Ed.). *Petrozavodsk: KarSC RAS*. (in Russian)
- Lavrova N.B., Filimonova L.V. 2018. The use of the analysis of the composition of fossil flora for the reconstruction of vegetation and paleogeographic conditions of the Late Glacial Karelia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proceedings of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences] 10: 27-43. DOI: [10.17076/eco882](https://doi.org/10.17076/eco882) (in Russian)
- Lozovik P.A., Kulik N.V., Efremenko N.A. 2020. Lithophile elements and heavy metals in lake Onego: sources, concentrations and transformation. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra Rossijskoj akademii nauk* [Transactions of the

Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences. *Limnology and Oceanology Series*]. 4: 62–74. DOI: [10.17076/lim1189](https://doi.org/10.17076/lim1189) (in Russian)

Lukashov A.D., Demidov I.N. 2001. Conditions of formation of the relief and Quaternary deposits of Karelia in the Late and post-Glacial period as the basis for the formation of the modern natural environment. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proceedings of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences] Biogeography series 2: 30-47. (in Russian)

Martinson G.G., Davydova N.N. 1976. *Paleolimnology of Lake Onego*. Leningrad: Nauka. (in Russian)

Nazarova L.E. 2015. The current state and variability of the climate in the catchments of Lake Onega and the Vygozersky reservoir. In: Filatov N.N. (Ed.), *The largest reservoir lakes of the North-West of the European territory of Russia: the current state and changes of ecosystems under climatic and anthropogenic influences*. Petrozavodsk, pp. 10-19. (in Russian)

Ovdina E., Strakhovenko V., Potakhin M. et al. 2018. Mineralogical and geochemical characteristics of the lake Surgubskoe and Shotozero Fe–Mn formations (Republic of Karelia). In: *Lateglacial–Interglacial transition: glaciotectionic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes: INQUA Peribaltic Working Group Meeting*, pp. 129–131.

Paleolimnology of Lake Onego: from ice lake to modern conditions: (collective monograph). 2022. In: Subetto D.A. (Ed.). Petrozavodsk: KarSC RAS. (in Russian)

Perfiliev B. V. 1972. *The microzonal structure of silt deposits and methods of its investigation*. Leningrad: Nauka. (in Russian)

Semenovich N.I. 1973. *Bottom sediments of Lake Onego*. Leningrad: Nauka. (in Russian)

Shelekhova T.S. 2006. Diatoms are indicators of the natural acidification of small reservoirs in Karelia. In: Golubev A.I. (Ed.), *Geology and minerals of Karelia 9*. Petrozavodsk, pp. 189-196. (in Russian)

Shelekhova T.S., Tikhonova Y.S., Lazareva O.V. 2021. Dynamics of the natural environment and development of Lake Okun Lake in South Karelia in the Late Glacial and Holocene (according to micropaleontological data). *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proceedings of KarSC RAS] *Limnology and Oceanology series* 4: 135-152. DOI: [10.17076/lim1319](https://doi.org/10.17076/lim1319) (in Russian)

Sinkevich E. I., Ekman I. M. 1995. *Bottom sediments of lakes in the Eastern part of the Fennoscandian crystal shield*. Petrozavodsk: Karelian Scientific Center RAS. (in Russian)

Slukovsky Z.I., Medvedev A.S. 2015. Vertical distribution of trace elements in the bottom sediments of a small lake in an urbanized environment. *Voda: himiya i ekologiya* [Water: Chemistry and Ecology] 3: 77-82. (in Russian)

Slutkovsky Z.I., Dauvalter V.A. 2020. Features of accumulation of lead, antimony and cadmium in sediments of small lakes in the south of Karelia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN*. *Limnologiya* [Proceedings of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. *Limnology*] 4: 75-94. (in Russian)

Strakhovenko V., Subetto D., Ovdina E. et al. 2020. Distribution of elements in iron-manganese formations in bottom sediments of Lake Onego (NW Russia) and small lakes (Shotozero and Surgubskoe) of adjacent territories. *Minerals* 10(4): 440–450. DOI: [10.3390/min10050440](https://doi.org/10.3390/min10050440)

Strakhovenko V.D., Subetto D.A., Ovdina E.A. et al. 2020. Mineralogical and geochemical composition of Late Holocene bottom sediments of Lake Onego. *J. Great Lakes Res.* 46 (3): 443–455. DOI: [10.1016/j.jglr.2020.02.007](https://doi.org/10.1016/j.jglr.2020.02.007)

Strakhovenko V.D., Belkina N.A., Efremenko N.A. et al. 2022. The First Data on the Mineralogy and Geochemistry of the Suspension of Lake Onego. *Russian Geology Geophysics* 63 (1): 55–71. DOI: [10.2113/RGG20204280](https://doi.org/10.2113/RGG20204280)

Subetto D.A., Nazarova L.B., Pestryakova L.A. et al. 2017. Paleolimnological studies in Russian Northern Eurasia: a review. *Contemp. Probl. Ecol.* 10(4): 327–333. DOI: [10.1134/S1995425517040102](https://doi.org/10.1134/S1995425517040102)

Subetto D., Rybalko A., Strakhovenko V. et al. 2020. Structure of Late Pleistocene and Holocene Sediments in the Petrozavodsk Bay, Lake Onego (NW Russia). *Minerals* 10(11), 964: 20. DOI: [10.3390/min10110964](https://doi.org/10.3390/min10110964)

Subetto D.A. 2009. Bottom sediments of lakes: Paleolimnological reconstructions. In: St. Petersburg, Russia: A.I. Herzen State Pedagogical University, p. 339. (in Russian)

The current state of the water bodies of the Republic of Karelia. According to the results of monitoring in 1992-1997. 1998. In: Lozovik P.A. (Ed.). Petrozavodsk: KarSC RAS. (in Russian)

Vasilyeva E.P., Davydova N.N., Belkina N.A. 1999. Specific patterns of the formation of bottom sediments. In: Filatov N.N. (Ed.), *Onega lake. Ecological problems*. Petrozavodsk, pp. 109–145. (in Russian)

Vasilyeva E.P., Polyakov Y.K. 1992. *Catalog of Karelian lakes, bottom sediments*. Petrozavodsk: KarSC RAS. (in Russian)

Zobkov M., Potakhin M., Subetto D. et al. 2019. Reconstructing Lake Onego evolution during and after the Late Weichselian glaciation with special reference to water volume and area estimations. *Journal of Paleolimnology* 62(1): 53–71. DOI: [10.1007/s10933-019-00075-3](https://doi.org/10.1007/s10933-019-00075-3)

Поверхностные донные отложения Карельских озер, особенности формирования и химический состав

Оригинальная статья

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGY

Белкина Н.А.

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

АННОТАЦИЯ. Территория Карелии - уникальный географический регион, где в настоящее время во влажном климате функционируют более 62 000 озер, находящихся на разных стадиях эволюции своих экосистем. В ходе исследования были проанализированы данные о химическом составе донных отложений озер Карелии, собранные за период 1965-2020. Обсуждаются закономерности формирования химического состава озерных донных отложений. Показано, что в озерах юго-восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита в настоящее время формируются донные отложения смешенного типа: железо-гумусо-кремниевые, железо-кремне-гумусовые или гумусо-железо-кремневые. Встречаются малые озера, где донные отложения преимущественно накапливают либо кремний (диатомиты), либо железо (озерные руды), либо органическое вещество.

Ключевые слова: фенноскандинавский кристаллический щит, формирование озерных донных отложений, химический состав

Для цитирования: Белкина Н.А Поверхностные донные отложения Карельских озер, особенности формирования и химический состав // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - С. 111-129. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-111

1. Введение

Озера Карелии (63°49'00" с. ш. 33°00'00" в. д.) являются молодыми с геологической точки зрения. Их возраст не превышает 15 тыс. лет (Субетто, 2009). Они формировались на рубеже позднего плейстоцена и голоцена (15–11 тыс. л.н.) в процессе дегляциации территории в направлении с юго-востока на северо-запад. Озера с момента своего возникновения развивались как пресноводные водоемы, обладающие индивидуальными особенностями накопления осадочного вещества, в зависимости от их расположения на ледораздельных возвышенностях, или на озерных равнинах, или на территориях развития денудационно-тектонического рельефа (Палеолимнология..., 2022). Геологические и геохимические (Алабышев, 1932; Бискэ, 1959; Бискэ и др., 1971; Перфильев, 1972; Синькевич и Экман, 1995; Лукашов и Демидов, 2001; Демидов, 2003; Демидов и Шелехова, 2006; Слуковский и Медведев, 2015; Слуковский и Дауваальтер, 2020), палеолимнологические (Лак и Лукашов, 1967; Мартинсон и Давыдова, 1976; Давыдова, 1985; Девятова, 1986;

Шелехова, 2006; Шелехова и др., 2021; Филимонова и Лаврова, 2017; Филимонова, 2014; Subetto et al., 2017; 2020; Лаврова и Филимонова, 2018; Gromig et al., 2019; Hang et al., 2019; Zobkov et al., 2019; Strakhovenko et al., 2020a;b; 2022) и лимнологические (Семенович, 1973; Васильева и Поляков, 1992; Васильева и др., 1999; Белкина, 2017; Belkina et al., 2018; 2022; Белкина и Кулик, 2019) исследования донных отложений озер Карелии позволили собрать огромный фактический материал о лимногенезе восточной периферии Фенноскандинавского кристаллического щита в поздне- и послеледниковое время. Однако вопросам изучения современного озерного осадконакопления не уделялось должного внимания.

В настоящее время в условиях гумидного климата на территории Карелии сложилась уникальная система озер, связанных между собой небольшими водотоками в единую гидрографическую сеть, где озера площадью менее 1 км² составляют 96%. Показатель озерности региона – один из самых высоких на планете (21% с учетом Онежского и Ладожского озер) (Озера..., 2013). Пребывание воды

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: bel110863@mail.ru (Н.А. Белкина)

Поступила: 07 мая 2024; **Принята:** 28 мая 2024;

Опубликована online: 19 июня 2024

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



в течение года преимущественно в жидком фазовом состоянии создает предпосылки для множества процессов физической, химической и биологической дифференциации вещества на всех стадиях озерного седиментогенеза.

Целью исследования являлось обобщение данных о химическом составе донных отложений озер Карелии и выявление закономерностей формирования озерных осадков в современных условиях.

2. Материалы и методы исследования

В статье использовались архивные материалы исследований донных отложений 139 озер Карелии, собранные в ИВПС КарНЦ РАН за период 1965-2020 гг. в том числе и с участием автора. Сравнение проводилось по 8 показателям химического состава (органический углерод - C_{org} , углерод гуминовых и фульвовых кислот - C_{ha} , C_{fa} , фосфор минеральный - P_{min} , аммонийный и органический азот N_{-NH_4+} , N_{org} , железо, марганец и зольность - Ash). В донных отложениях модельных объектов (озера Южное Хаугилампи, Вендюрское, Корытово, Полевское, Голубая ламба, Ладмозеро, Шотозеро, Падмозеро, Сяргозеро) дополнительно определялись: pH и Eh, физические характеристики (плотность - d , естественная и абсолютная влажность - $Wet_{20^\circ C}$, $Wet_{105^\circ C}$, пористость - por , удельная масса - ds), потери при прокаливании ($LI_{550^\circ C}$), пигментный состав $Chl_{a,b,c}$, фосфор общий - P_{tot} , суточное потребление кислорода илом (OD_I) (Belkina et al., 2023).

3. Результаты и обсуждение

Озера Карелии функционируют в настоящее время в условиях влажного климата (переходного от морского к континентальному) с относительно теплой зимой, коротким прохладным летом и неустойчивым режимом погоды весной и осенью (Назарова, 2015). Процесс современного озерного накопления контролируется следующими климатическими особенностями. (1) Невысокие температуры и заметное количество атмосферных осадков (600–650 мм в год, 60% из которых выпадает в период с мая по октябрь) обеспечивают развитие поверхностного стока, играющего важную роль в процессе выветривания и транспортировке веществ разного генезиса по уклону местности в озера. (2) Нахождение в умеренном климатическом поясе определяет температуру поверхности озер летом выше, а зимой ниже $4^\circ C$ со значительными сезонными колебаниями. Как следствие подобного распределения температур, водоемы характеризуются двумя полными конвективными перемешиваниями водной массы в течение года – весной и поздней осенью. Гидрологический и термический режимы озер и динамика вод определяют неравномерный характер поступления осадочного вещества в донные отложения и изменение его качественного и количественного состава в зависимости от сезона (Kulik et al., 2023a). (3) Длительное летнее солнцестояние (самый долгий день длится около 20 часов)

создает в озерах благоприятную среду (небольшая температура воды, достаточная освещенность и прозрачность) для развития фитопланктона, являющегося основным поставщиком автохтонного органического вещества в донные отложения. (4) Устойчивые ветра северо-западного направления большую часть года и западного, южного и юго-западного направлений в холодные периоды создают условия для поступления в донные отложения эоловых взвесей.

Современный седиментогенез в озерах бассейна во многом определяется геологическим фактором. Геоморфологические особенности территории (ярусность рельефа, горизонтальная и вертикальная расчлененность поверхности, мощность покровных отложений, литологический состав и тип разреза рыхлых четвертичных осадков) определяют условия водного стока и транспортировку осадочного материала в озера. Разнообразные по строению и времени образования тектонические структуры, архейские и протерозойские породы кристаллического Фенноскандинавского щита, рыхлые четвертичные отложения и породы верхнего девона и нижнего карбона Русской платформы определяют состав минеральной части донных отложений. Так, преобладание силикатных пород на территории бассейна обеспечивает накопление в донных отложениях кремния, поступающего в составе терригенного взвешенного вещества, а также создает условия для присутствия кремнекислоты в воде озер, стимулируя развитие диатомового комплекса фитопланктона с последующим накоплением биогенного кремния в донных отложениях. Относительно невысокое содержание фосфора в горных породах определяет лимитирование водных экосистем по фосфору, и как следствие влияет на количественный и качественный состав органического вещества донных отложений.

Подзолообразовательные почвенные процессы играют важную роль в иммобилизации и транспортировке металлов в озера. Так, высокое содержание в породах Fe и Mn, способных к реакциям комплексообразования с растворимыми гумусовыми органическими веществами, образующимися в почве, является причиной активной их миграции в природных водах и накоплению в донных отложениях (Belkina et al., 2018).

Влияние антропогенного фактора на процессы озерного накопления в первую очередь проявляется в водоемах, испытывающих прямое антропогенное воздействие (поступление хозяйственно-бытовых сточных вод, площадный сток с селитебных территорий и сельскохозяйственных, рыбозаводов, эоловые поступления от добычи горных пород открытым способом, судоходство, строительство гидротехнических сооружений и др.). Влияние на седиментогенез лесной промышленности проявляется опосредованно. Изменение водного баланса территории водосбора озера в результате лесных вырубок ведет к изменению гидрологического режима. Это, безусловно, отражается на поступлении вещества в озеро и на продукционных процессах в самом озере.

Все перечисленные выше факторы влияют на функционирование гидрографической сети. Расположение территории в зоне избыточного увлажнения, где количество осадков преобладает над испарением, обуславливает наличие поверхностного и подземного стока. Гидрологический режим этой системы во многом подчиняется тектонике и рельефу. Значительная часть вещества, участвующего в осадочном процессе в озерах, с водосбора переносится водой в растворенном виде. На дренирование с водосборной площади поверхностного и подземного стока рек существенное влияние оказывает различная глубина залегания коренных пород под толщей четвертичных отложений, чрезвычайно расчлененный рельеф и близость водоразделов к базисам эрозии. Поверхностный сток не характерен только для водоемов с площадью менее 1 км².

Преобладающим типом подземных вод региона является гидрокарбонатно-кальциевый, который формируется независимо от состава пород в зоне активного водообмена. Связано это с тем, что выщелачивание пород в условиях насыщения углекислым газом (источником которого являются почвы) уже на первом этапе приводит к образованию растворов кремнисто-кальциевого типа, для которых характерно неравновесное состояние с первичными алюмосиликатами и карбонатами, но они уже насыщены относительно не только каолинита, но и других вторичных алюмосиликатов (монтмориллонита, иллита, пиррофиллита). Условия кратковременного пребывания воды в горных породах и небольшие расстояния от района питания до района разгрузки подземных вод обеспечивают общие геохимические особенности поверхностных вод региона (Бородулина, 2011). В озера и водотоки бассейна поступают слабоминерализованные кальциево-кремнистые подземные воды, являющиеся продуктом выщелачивания первичных алюмосиликатов, обогащенные вымываемыми из почв органическими веществами и углекислым газом.

Главными особенностями поверхностных вод, формирующихся в условиях Карелии, являются низкое содержание минеральных веществ, высокая цветность и заметное содержание железа. По минерализации воды региона относятся к ультрапресным (среднее значение для Карелии 31 мг/л). Большинство исследованных водных объектов имеет минерализацию менее 50 мг/л, жесткость 0,2-0,4 мг-экв./л. Среди катионов преобладает Ca²⁺, редко Mg²⁺, еще реже K⁺. Щелочноземельные металлы доминируют над щелочными. Среди анионов наименьшее содержание отмечено для Cl⁻ (1,7 мг/л) и SO₄²⁻ (3,5 мг/л), особенно в гумифицированных водах, где их концентрации ниже, чем в атмосферных осадках. Доминируют в анионном составе гидрокарбонаты. Щелочность изменяется от 0 до 276 мг/л, но для большинства водоемов и водотоков ее значение менее 30 мг НСО₃⁻. Концентрации анионов органических кислот изменяются от 0,01 до 0,4 ммоль/л. Как правило, вода озер характеризуется как среднегумусная (цветность 35–80 град.,

ПО = 8 – 15 мгО/л), вода рек – высокогумусная. Содержание СО₂ изменяется от 0 до 46 мг/л, в реках оно обычно в 2 раза выше, чем в озерах. В водной толще его концентрация увеличивается с глубиной, в отличие от кислорода, чье содержание с глубиной снижается. Вследствие потребления на биохимическое окисление органического вещества, показатель рН, зависящий от содержания НСО₃⁻, СО₂, органических кислот и их солей, меняется в широких пределах (от 4,07 до 8,34) и, как правило, увеличивается с ростом щелочности воды. Большинство водных объектов можно отнести к слабокислым (5,5-6,5) и нейтральным (6,5-7,5). Наиболее низкие рН имеют речки сильно-заболоченных территорий и малые водоемы с атмосферным питанием. Концентрации железа, фосфора и марганца колеблются в широких пределах (от 0 до 4,6 мг/л Fe, от 6 до 26 мкг/л Р и от 0 до 2,1 мг/л Mn). Их содержание зависит от щелочности и присутствия органического вещества гумусовой природы (Современное..., 1998; Лозовик и др., 2020). Как уже упоминалось выше, гумусовые кислоты почв способствуют переносу металлов в поверхностных водах. Органические кислоты усиливают выщелачивание карбонатов и фосфатов Са и Mg, что в свою очередь приводит к более высоким концентрациям фосфора и углекислого газа в высокогумусных поверхностных водах по сравнению с низкогумусными. Часть фосфора может связываться с растворимыми формами железа (металлорганические комплексы) или сорбироваться на гидроксо-соединениях железа, мигрирующими в составе взвешенного вещества, что, приводит к поступлению фосфора в донные отложения не только в составе детрита, но и в составе железо-гумусовой взвеси.

Содержание других химических элементов в поверхностных водах, в том числе и кремния (в реках его концентрация изменяется от 1,2 до 4,9 мг/л, в озерах – от 0,2 до 2,6 мг/л), достаточно стабильно и мало зависит от типа вод и сезона года. Содержание взвешенного вещества в речных водах зависит от сезона и изменяется от 0,2 до 13 мг/л. Воды подавляющего большинства рек относятся к щелочностному высокогумусному типу. Большая часть озер имеет щелочностные среднегумусные воды, малые водоемы – слабощелочностные высокогумусные (Озера..., 2013).

Геоморфологические отличия водосборных территорий озер бассейна во многом определяют разнообразие и уникальность седиментационных режимов малых озер. Неравномерное распределение речного стока в большие водоемы вкупе со сложной морфометрией котловин и изрезанностью береговой линии обуславливают существование в них локальных бассейнов (лимнических районов) с разными режимами седиментации (Белкина, 2021). Значительная часть минеральной составляющей озерных донных отложений формируется за счет взвешенного вещества, содержащего обломочный материал горных пород водосборной территории. В условиях гумусных слабоминерализованных поверхностных вод непосредственно в самом водоеме образуются и осаждаются на дно малораствори-

мые соединений кремния, железа, марганца и как следствие сосаждаются (в результате сорбционных процессов на гидроксо-соединениях) фосфор или металлы (Kulik et al., 2023b). Нерастворимые гуматы, оседающие в донные отложения, образуются в водной массе в процессе биохимического окисления растворенного органического вещества.

Биологические сообщества озерных экосистем являются поставщиками органического вещества в донные отложения. Главные факторы продуктивности экосистемы – это температура воды, ее солевой состав и наличие биогенных элементов (Константинов, 1986). Рост и продукцию водных организмов ограничивает короткий вегетационный период и низкая температура воды. Основу флоры и фауны озер региона составляют холодолюбивые представители: диатомовый планктон, глубоководные реликтовые ракообразные, в ихтиоценозах – сиговые и лососевые рыбы. Доминирование в альгофлоре озер наиболее таксономически разнообразных диатомовых, зеленых, синезеленых и золотистых водорослей (93,5 % от общего списка) является зональной особенностью для северо-западных территорий. Количественные показатели развития (численность и биомасса) фитопланктона значительно варьируют в течение вегетационного сезона. Весной и осенью в озерах численно преобладают диатомовые водоросли, а в летний период развивается смешанный планктон. Биомасса фитопланктона существенно возрастает с увеличением трофности озер. Среднегодовая продукция фитопланктона изменяется от 11 г С·м⁻²·год⁻¹ (Суккозеро, олиготрофное) до 160 (Святозеро, эвтрофное) г С·м⁻²·год⁻¹ и в большинстве озер не превышает 50 г С·м⁻²·год⁻¹ (среднее 45, медианное 38) (Чекрыжева, 2011).

Структура сообщества зоопланктона также зависит от трофического статуса водоема и изменяется в зависимости от его термического и динамического режимов. В ранневесенний период (начало июня), главенствующее положение в сообществе занимают инфузории. По мере прогревания воды и изменения условий питания руководящим комплексом становятся коловратки. В летний период доминируют ветвистоусые ракообразные. Осенью вновь возрастает роль коловраток. Зимний зоопланктон представлен в основном веслоногими рачками и коловратками. Биомасса зоопланктона изменяется в пределах от 0,18 до 27 г/м³, а численность – от 1 тыс. до 5 млн экз./м³ (Озера..., 2013).

Современная фауна дна достаточно разнообразна в таксономическом отношении и насчитывает по последним данным свыше 1000 видов и форм беспозвоночных. Доминирующий комплекс бентоценозов образован тремя систематическими группами: хирономиды, олигохеты и моллюски. Озера южной Карелии более продуктивны: средняя биомасса бентоса озер бассейна р. Шуи – 4,36 г/м², бассейна р. Водлы – 2,26 г/м², озер Заонежского полуострова – 3,92 г/м² (Озера..., 2013).

Макрофиты вносят значительный вклад в формирование органического вещества донных

отложений только в малых мелководных эвтрофных водоемах с развитой литоралью. Озера тектонического и ледниково-тектонического генезиса, в литорали которых представлены каменисто-валунные, скалистые, каменисто-песчаные и песчаные грунты являются неблагоприятными для произрастания водных растений. Повышенное содержание в воде гуминовых веществ также сдерживает их развитие. Величина годовой продукции изменяется в пределах от 0,5 до 6 г С·м⁻²·год⁻¹ и обычно не превышает 1 г С·м⁻²·год⁻¹ (Озера..., 2013). Значения биомассы и численности водорослей снижаются при уменьшении pH (Комулайнен и др., 2006).

Низкая минерализация воды имеет большое значение для регуляции водно-солевого баланса водных организмов (Константинов, 1986). Она влияет на количество видов и биомассу фитопланктона и на присутствие морских гляциальных реликтов в глубоких озерах. Наиболее чувствительны к дефициту солей являются моллюски, раковины которых становятся тонкими, а размеры – маленькими (Kalinkina et al., 2013). Для водных беспозвоночных низкий водородный показатель также выступает как токсичный фактор, который нарушает целостность клеточных мембран (Калинкина и др., 2017). Высокая цветность вод влияет на структуру и вертикальное распределение микроводорослей. В мезо- и полигумозных водоемах фотический слой сужается за счет ослабления проникновения фотосинтетически активной радиации в толщу воды, что снижает продуктивность планктона. Соответственно, недостаточная кормовая база обеспечивает низкую естественную рыбопродуктивность озер – 10 кг/га (Озера..., 2013).

Часть поступающего в водоемы фосфора, необходимого для энергетического обмена организмов, связана в комплекс с гумусом и железом, а, следовательно, находится в мало доступной для водных сообществ форме. Постепенная трансформация гумусовых веществ в результате их фотоокисления и деятельности гетеротрофной микрофлоры (которая при недостатке легкоминерализуемого органического вещества использует их в качестве субстрата) требует дополнительного времени, что также является сдерживающим фактором продукционных процессов. Количество бактериопланктона является достаточно устойчивым показателем и колеблется в пределах от 1,5-2 млн·мл⁻¹, возрастающая в загрязненных районах (Гашкина и др., 2012). Численность и биомасса бактерий в течение вегетационного сезона варьирует в 1,5-2,5 раза в зависимости от трофности. Для большинства водоемов в сезонном развитии бактериопланктона отмечаются два пика – весенний и летний. Основная масса бактерий в толще воды находится в виде одиночных клеток, жизнедеятельность которых базируется на сложных органических субстратах (актиномицеты, олиготрофные бактерии). В водоемах, подверженных антропогенному влиянию, заметное развитие имеют группы бактерий, отражающих тот или иной вид загрязнения (нитрифицирующие, целлюлозоразрушающие, нефтеокисляющие, фенолоокисляющие).

щие, колиформные). Биомасса бактерий в сыром виде в летний период достигает величин 0,1-0,5 мг·л⁻¹, выраженная в углероде – 10-54 мкгС·л⁻¹, в загрязняемых водоемах ее значения увеличиваются в 1,5-2 раза. Темновая ассимиляция углекислоты, как показатель биосинтетической активности бактериопланктона, в летний период в олиготрофных водоемах не превышает 0,5, в мезотрофных имеет пределы 0,8-3,1, в эвтрофных достигает 7,8 мкг С·л⁻¹·сут⁻¹ и выше (Озера..., 2013).

Таким образом, температура, солевой состав, гумусность и щелочность поверхностных вод являются ключевыми факторами среды, ограничивающими развитие живых организмов в водоемах восточной окраины Фенноскандинавского щита. Главным источником автохтонного органического вещества в донных отложениях является фитопланктон. Довольно низкая продуктивность озер, по-видимому, является причиной того, что основная часть легкоокисляемого органического вещества активно потребляется и минерализуется в воде, а в донных отложениях накапливается трудноокисляемое, мало поддающееся биологическому разложению органическое вещество. Количественный и качественный состав органического вещества в воде озер, который зависит от продукции фитопланктона и массы поступающего с водосбора гумуса, контролирует скорость накопления и интенсивность процессов трансформации органического вещества в донных отложениях. Существенный вклад высшей водной растительности в органическое вещество донных отложений характерен для мелких, хорошо прогреваемых продуктивных озер с развитой литоралью.

Аллохтонное органическое вещество поступает в озера с речным стоком в виде растворенных гумусовых веществ, образующихся в почвах водосбора, и в виде листового опада наземной растительности берегов. Интенсивность почвообразовательного процесса, которая зависит от химического и гранулярного состава материнских пород, контролирует поступление в поверхностные воды амор-

фного кремния, гумусовых веществ и химических элементов, склонных к образованию комплексных соединений и коллоидных систем с кремнием и гуминовыми кислотами, что влияет и на химический состав воды и на биологические характеристики озер, а в конечном итоге и на состав донных отложений. Роль почвенного покрова в седиментогенезе возрастает с ростом площади водосбора озера. Необходимо также отметить, что начиная с 1989 г. на территории России наблюдается устойчивое превышение нормы средней годовой температуры воздуха (Груза и Ранькова, 2012). Увеличение длительности вегетационного периода и рост количества осадков неизбежно приводит к увеличению поступления аллохтонного органического вещества в озеро с водосбора, увеличению продукции самих озер и как следствие к росту поступления органического вещества в донные отложения.

Анализ данных химического состава поверхностных донных отложений озер Карелии показал, что в регионе встречаются озера с разным типом накопления (концентраторы минеральных веществ, накопители органического вещества, аккумуляторы наносов) (Таблица 1). Отличия гидрологических и морфометрических характеристик озер, разные площади и состав пород водосборов, а также разный трофический статус водоемов определяют различия в химическом составе осадков. Для большинства озер региона характерно неравномерное распределение осадочного материала на дне водоема, которое закономерно контролируется морфологией котловины и динамикой вод: песчано-гравийные донные отложения слагают литоральную зону, а глинистые илы господствуют в глубоководных зонах.

Разнообразие седиментационных обстановок в озерах Карелии связано с локальными ландшафтными условиями водосборов. Наиболее важными его характеристиками в равной мере являются: площадь и рельеф водосборной территории, морфология озерной котловины и химический состав воды (Белкина, 2021). Сделать однозначный вывод

Таблица 1. Обобщенный химический состав поверхностного слоя (0-5 см) донных отложений по данным для 139 малых озер Карелии, % (Белкина, 2021).

Тип осадка*	Число проб	Значение	Органическое вещество						Минеральная часть		
			C _{орг}	C _{на}	C _{га}	P _{tot}	N _{NH4+}	N _{орг}	Ash	Fe	Mn
Песок	147	мин.	0,03	0,01	0,03	0,01	0,001	0,06	94,86	0,00	0,00
		макс.	2,40	1,35	0,64	0,04	0,004	0,77	99,80	6,73	0,08
		сред.	0,98	0,36	0,29	0,03	0,002	0,22	97,52	0,50	0,02
Ил	510	мин.	1,30	0,04	0,00	0,03	0,003	0,01	9,02	0,17	0,00
		макс.	42,50	11,60	9,10	5,00	0,170	3,99	94,32	42,20	1,02
		сред.	15,43	1,79	1,52	0,17	0,027	1,17	78,67	4,18	0,23
Глина	75	мин.	0,71	0,14	0,07	0,06	0,000	0,08	75,52	0,03	0,04
		макс.	5,58	0,66	0,79	0,12	0,030	0,97	97,74	1,68	0,45
		сред.	2,64	0,45	0,44	0,09	0,009	0,34	92,34	1,15	0,17

Примечание: «*» – По преобладающей гранулометрической фракции (песок 0,05-2 мм; ил 0,005-0,05 мм, глина < 0,005).

о доминировании определенного типа озерного накопления в зависимости от положения водоема в рельефе трудно. Химический состав осадков в зонах аккумуляции показывает, что в крупных озерах ($S_{\text{зеркало}} > 10 \text{ км}^2$) преобладает минеральный, а в малых ($S_{\text{зеркало}} < 1 \text{ км}^2$) – органический тип накопления. В озерах с $S_{\text{зеркало}}$ от 1 км^2 до 10 км^2 встречаются и минеральные и органические осадки (Рис.1).

Как правило, содержание органического вещества в донных отложениях увеличивается с ростом трофического уровня водоема от олиготрофного к эвтрофному (Белкина, 2011). Озера – органонакопители встречаются во всех современных ландшафтах региона (конечные моренные возвышенности, ледораздельные аккумулятивные возвышенности, озерные равнины). По макросоставу осадки таких озер характеризуются как железо-кремне-гумусовые. Примером является эвтрофное, мелководное (средняя глубина 4,1 м) с хорошо развитой литоральной зоной озеро Южное Хаугилампи (Западно-Карельская возвышенность, $63^{\circ}33' \text{ с.ш.}, 33^{\circ}20' \text{ в.д.}$. Высота над уровнем моря 153 м БС. $S_{\text{водосбор}} = 0,329 \text{ км}^2$, $S_{\text{зеркало}} = 0,276 \text{ км}^2$). Оно функционирует как самостоятельный водоем около 12 тыс. л. н.. Поверхностные донные отложения представлены илами бурого цвета. Средние характеристики химического состава следующие: $LI_{550^{\circ}\text{C}} = 60\%$, $C_{\text{орг}} = 26\%$, зольность = 38%, $OD_1 = 4 \text{ мг O}_2/\text{г}$, $\Sigma\text{Chla,b,c} = 1000 \text{ мкг/г}$, $\text{pheophytin} = 1200 \text{ мкг/г}$, $N_{\text{орг}} = 1,9\%$, $N_{\text{NH}_4^+} = 0,02\%$, $P_{\text{tot}} = 0,3\%$, $P_{\text{min}} = 0,2\%$, $Mn = 0,04\%$, $Fe = 2,5\%$. Редокс-цикл железа и марганца контролирует разложение органического вещества в донных отложениях. Распределение биогенных элементов ($N_{\text{орг}}$, $N_{\text{NH}_4^+}$, P_{tot} , P_{min} , Fe , Mn) по вертикали колонки – немонотонно (Рис. 2). Химический состав воды озера Южное Хаугилампи соответствует мезогумусному среднещелочному нейтральному слабощелочному гидрокарбонатному типу вод группы кальция. Минерализация воды озера высокая (90 мг/л). В ионном составе среди анионов преобладают гидрокарбонаты (95%), среди катионов – кальций (54%), щелочность 71,12 мг $\text{HCO}_3^-/\text{л}$, $\text{pH} = 7,1$, цветность воды 25 град. Соотношение $\text{PO} = 2,96 \text{ мг O}_2/\text{л}$ и $\text{COD} = 12,2 \text{ мг O}_2/\text{л}$ указывает на автохтонное происхождение органического вещества (Озера..., 2013).

Необходимо отметить, что в малых озерах независимо от особенностей ландшафта, трофического статуса водоема и химического состава вод накапливается органическое вещество разного генезиса. Например, высокое содержание органического вещества наблюдается в эвтрофном оз. Корятово ($S_{\text{водосбор}} = 0,1 \text{ км}^2$, $S_{\text{зеркало}} = 0,003 \text{ км}^2$, $LI_{550^{\circ}\text{C}} = 86\%$, $\text{Ash} = 11\%$) и в мезотрофном оз. Полевское ($S_{\text{водосбор}} = 31,8 \text{ км}^2$, $S_{\text{зеркало}} = 0,45 \text{ км}^2$, $LI_{550^{\circ}\text{C}} = 66\%$, $\text{Ash} = 33\%$), образовавшихся 12-11 тыс. л. н. в пределах озерно-ледниковой равнины, и в олиготрофной Голубой ламбе ($S_{\text{водосбор}} = 0,21 \text{ км}^2$, $S_{\text{зеркало}} = 0,04 \text{ км}^2$; $LI_{550^{\circ}\text{C}} = 89\%$, $\text{Ash} = 9\%$), которая образовалась на Вохтозерской возвышенности 7,9 тыс. л. н.. Скорости осадконакопления в Корятово, Полевском и Голубой ламбе различаются более чем на порядок

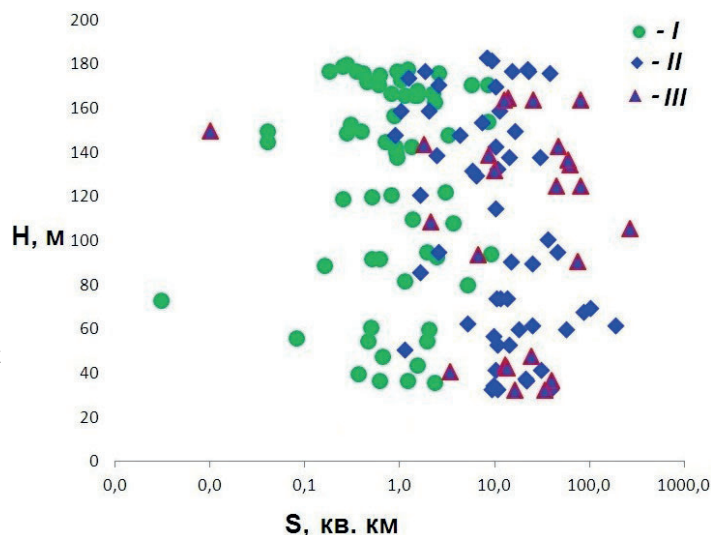


Рис.1. Распределение озер с различными типами осадконакопления: зеленый цвет – органоминеральное (зольность < 80%), синий цвет – минеральное (зольность > 80%); I – железо-кремний-гумусовое, II – железо-гумусово-кремниевое, III – гумусово-железо-кремниевое) в зависимости от местоположения (H – высота над уровнем моря, м) и размера (S – площадь зеркала озера, км²).

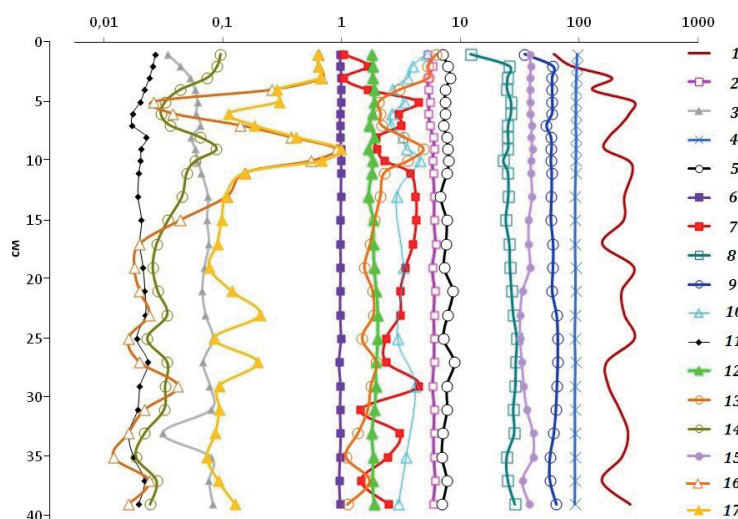


Рис.2. Вертикальное распределение химических, физических и физико-химических характеристик в поверхностном слое донных отложений оз. Южное Хаугилампи. 1 – Eh, мВ; 2 – pH; 3 – масса твердого вещества в 1 мл влажного грунта, г/мл; 4 – $\text{Wet}_{20^{\circ}\text{C}}$, %; 5 – $\text{Wet}_{105^{\circ}\text{C}}$, %; 6 – por; 7 – d_s , г/см³; 8 – $C_{\text{орг}}$, %; 9 – $LI_{550^{\circ}\text{C}}$, %; 10 – OD_1 , мг $\text{O}_2/\text{г}$; 11 – $N_{\text{NH}_4^+}$, %; 12 – $N_{\text{орг}}$, %; 13 – Fe, %; 14 – Mn, %; 15 – Ash, %; 16 – P_{min} , %; 17 – P_{tot} .

(10, 1 и 0,1 мм в год, соответственно). Источники органического вещества в донных отложениях также разные. В оз. Полевском основным источником являются гумусовые вещества, поступающие с водосбора, в оз. Корятово – высшая водная растительность, в Голубой ламбе – наземная и высшая водная растительность и фитопланктон. Эти малые водоемы имеют разный химический состав воды (мезогумусный, гидрокарбонатный класс группы кальция магния с $\Sigma_{\text{ион}} = 60 \text{ мг/л}$ в оз. Полевское; карбоксилатный класс вод группы калия с $\Sigma_{\text{ион}} = 30 \text{ мг/л}$ в оз. Корятово; олигогумусный сульфат-

ный класс группы кальция с $\Sigma_{\text{ион}} = 3$ мг/л в Голубой ламбе (Озера..., 2013)).

В озерах, где формируются минеральные осадки, наиболее распространенным типом накопления является железо-гумусо-кремниевый. Типичным представителем такого водоема является мезотрофное оз. Вендюрское (Вохтозерская возвышенность, $62^{\circ}13'$ с.ш., $33^{\circ}16'$ в.д., $S_{\text{водосбор}} = 79,8$ км², $S_{\text{зеркало}} = 10,1$ км², высота над уровнем моря 143,8 м БС, средняя глубина 6,1 м). Водоем аккумулятивно-остаточного генезиса общая мощность четвертичных отложений которого составляет 3,50 м. Современные донные отложения формируются в условиях олигогумусных вод гидрокарбонатного класса группы Са и представлены серо-коричневым илом ($LI_{550^{\circ}C} = 29\%$, Ash = 68%, Fe = 7,8%). Диапазон колебаний физико-химических показателей по вертикали поверхностного слоя (до 40 см) составляет одну единицу pH (от 4,3 до 5,6) и 600 мВ Eh (от 25 до +600 мВ). Изменчивость значений Eh, по нашему мнению, определяется сезонным дефицитом кислорода в придонных водах, что вызывает диагенетическую перестройку поверхностного слоя вследствие развития анаэробных процессов трансформации органического вещества. Результатом является образование и захоронение прослоев с разным содержанием металлов, количественным и качественным составом органического вещества, а, следовательно, и с разной микрофлорой, перерабатывающей это органическое вещество. Значение $LI_{550^{\circ}C}$ медленно и монотонно меняется вниз по колонке, что свидетельствует о значительной трансформации органики в водной толще водоема, прежде чем поступает на дно. Значения OD_1 не велики (1-1,8 мг O₂/г). Распределение фосфора по вертикали осадка соответствует распределению железа и марганца и варьирует от 0,06 до 0,3% (Рис. 3).

Монотипные (кремниевые или железистые) осадки встречаются в озерах южной Карелии реже по сравнению с северной ее частью. Гумусо-кремниевые осадки были обнаружены в озерах на территории Заонежского полуострова (озера Нижнее Мягрозеро и Сяргозеро), в малых водоемах Шуйской низины (оз. Линдозеро), в северной части водосбора Онежского озера (оз. Мунозеро, район п. Лобское) (Демидов и Шелехова, 2006). Например, диатомовые осадки мезотрофного оз. Сяргозеро ($S_{\text{водосбор}} = 17,4$ км², $S_{\text{зеркало}} = 0,65$ км² имеют светло-зеленый цвет и отличаются высокими значениями пористости (0,94) по всей толще, низкой удельной массой (1,1 г/см³) и очень малым содержанием железа (0,5%). Соотношение органического вещества ($C_{\text{орг}} = 21\%$, $LI_{550^{\circ}C} = 45\%$, $N_{\text{орг}} = 1,35\%$ и $P_{\text{tot}} = 0,05\%$, C:N=18, C:P=1029) и минеральной части осадка (Ash = 51%) близко к единице. Распределение pH, Eh и элементов химического состава по вертикали осадка в поверхностном слое имеет монотонный характер.

Гумусо-железо-кремниевые донные отложения, как правило, формируются в окислительной обстановке в водоемах с развитой литоральной зоной, с высоким удельным водосбором и большой площадью водосборной территории (существенно

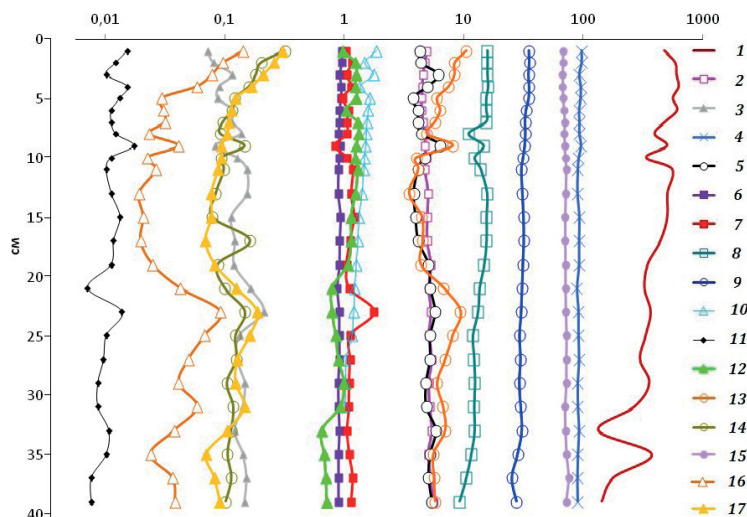


Рис.3. – Вертикальное распределение химических, физических и физико-химических характеристик в поверхностном слое донных отложений оз. Вендюрское. 1– Eh, мВ; 2 – pH; 3 – масса твердого вещества в 1 мл влажного грунта, г/мл; 4 – $Wet_{20^{\circ}C}$, %; 5 – $Wet_{105^{\circ}C}$, %; 6 – por; 7 – d_s , г/см³; 8 – $C_{\text{орг}}$, %; 9 – $LI_{550^{\circ}C}$, %; 10 – OD_1 , мг O₂/г; 11 – N_{NH4^+} , %; 12 – $N_{\text{орг}}$, %; 13 – Fe, %; 14 – Mn, %; 15 – Ash, %; 16 – P_{min} , %; 17 – P_{tot} .

заболоченной, где распространены иллювиально-гумусово-железистые подзолы). Отложения данного типа формируются в олиготрофных озерах с низкой цветностью воды с глубоко врезанными котловинами (оз. Ладмозеро, $S_{\text{водосбор}} = 120$ км², $S_{\text{зеркало}} = 24$ км², $H_{\text{max}} = 52$ м, класс воды гидрокарбонатный) и в мелких высокопроточных водоемах с высокой цветностью воды (оз. Шотозеро, $S_{\text{водосбор}} = 5540$ км², $S_{\text{зеркало}} = 74$ км², $H_{\text{max}} = 10$ м, класс воды карбоксилатный). Особенностью таких водоемов является накопление в литоральной зоне (на глубине от 1 до 5 м) озерных железных руд в виде корок, конкреций, оолитов, монет (Перфильев, 1972). Эти биогеохемогенные осадки, содержащие до 40% Fe и 2% Mn, являются минеральными смесями некристаллического строения (Ovdina et al., 2018; Belkina et al., 2018; Strakhovenko et al., 2020a). Осадки состоят главным образом из гидроксидов Fe (гетит, лепидокрокит), оксидов марганца, также содержат небольшое количество глинистых минералов, кварца, реже карбонатов. Они образуются в присутствии кислорода в процессе осаждения взвешенных и коллоидных веществ, содержащих избыток железа. Выпадению коллоидов в осадок способствуют бактерии. Мощность рудных отложений, залегающих в прибрежной полосе озер шириной до 300 м, изменяется от 1 см до 1 м. В то же время содержание железа в иловых отложениях, залегающих в глубоководных зонах, обычно ниже кларка. Накопление железа в илах (до 40%) свойственно также маленьким неглубоким лесным ламбушкам, имеющим заболоченный водосбор. В Карелии до 19 века озерные руды использовались человеком для добычи железа (Кулешевич и др., 2010).

Карбонатные донные отложения на территории бассейна ОПО встречаются редко. Например, в оз. Падмозеро ($S_{\text{зеркало}} = 10$ км², $S_{\text{водосбор}} = 78$ км², $H_{\text{max}} = 15$ м, тектонико-ледниковая котловина,

реликт ОПО), расположенном в восточной части Заонежского полуострова. В аккумуляционной зоне водоема залегают светлые, кремовые (беж) илы, сформированные обломочными продуктами выветривания карбонатных пород, распространенных на водосборе. Содержание органического вещества, азота и фосфора сравнительно невелики ($LI_{550^{\circ}C} = 13,9\%$, $C_{org} = 7,1\%$, $OD_1 = 0,32 \text{ мгО}_2 \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{сутки}^{-1}$, $N_{tot} = 0,80\%$, $P_{tot} = 0,13\%$, $C:N=10$, $Chla = 0,5 \text{ мг} \cdot \text{г}^{-1}$). Физико-химические условия и химический состав воды озера, хотя и отличаются от других водоемов полуострова газовым составом и более высокими значениями pH и минерализации (CO_2 изменяется от 0,8 до 20 мг/л, $pH = 8$, $HCO_3^- = 89 \text{ мг/л}$, $\Sigma_{ион} = 150 \text{ мг/л}$), не предполагают образование хемогенных карбонатов кальция и железа в водоеме. Карбонатные осадки могут отлагаться в донных отложениях в результате субаквальной разгрузки подземных вод, как это наблюдается в оз. Рахойлампи, расположенном на Вохтозерской возвышенности.

Необходимо отметить, что химический состав донных отложений небольших лесных озер с малыми площадями водосборов мало менялся в течение последних 100 лет, что доказывают не изменяющиеся по вертикали профили химических характеристик в колонках донных отложений, а также результаты периодических наблюдений, например, на озерах Заонежского полуострова, исследования на которых проводятся с 1929 г. (Белкина и Кулик, 2019). Для озер, на водосборе которых располагаются населенные пункты и сельскохозяйственная зона, отмечается более высокая доля терригенной составляющей в составе осадка, а также присутствие токсических веществ. Например, в донных отложениях оз. Суоярви содержание нефтепродуктов в районе города (0,55%) на 2 порядка превышает фоновые значения, или высокие концентрации тяжелых металлов в водоемах г. Петрозаводска (Четырехверстное, Сулажгорская ламба) (Современное..., 1998; Слукровский и Медведев, 2015). Ярко выраженными аккумуляторами наносов являются водоемы, расположенные в пределах селитебных территорий, либо водоемы с высоким коэффициентом водообмена, являющимися частью озерно-речных систем (например, оз. Логмозеро). Большая часть территории Карелии занята лесами, поэтому значительных антропогенных аномалий в донных отложениях озер не выявлено.

4. Выводы

Климатические условия и состав горных пород Фенноскандинавского кристаллического щита определяют общие для всех озер региона химические характеристики донных отложений (макросостав): кремний, гумус (органическое вещество) и железо составляют основную массу вещества современных донных отложений, а их соотношение определяет тип озерного накопления.

В озерах юго-восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита в насто-

ящее время формируются донные отложения смешенного типа: железо-гумусо-кремниевые, железо-кремне-гумусовые или гумусо-железо-кремниевые. Встречаются малые озера, где донные отложения преимущественно накапливают либо кремний (диатомиты), либо железо (озерные руды), либо органическое вещество.

Общими закономерностями осадочного процесса в регионе является: (1) геолого-геоморфологические условия и площадь водосборной территории определяют поступление в озеро минеральной составляющей донных отложений; (2) седиментация осадочного вещества происходит преимущественно в условиях гидрокарбонатно-кальциевых вод; (3) морфогенетические характеристики озерных котловин определяют накопление в донных отложениях органического вещества; (4) поступление железа в донные отложения определяет направленность процессов раннего диагенеза в самом осадке.

Благодарности

Исследование выполнено при финансовой поддержке государственного задания Института водных проблем Севера КАРНЦ РАН № FSZN-2021-0006.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

- Алабышев В.В. 1932. Зональность озерных отложений. Известия Сапропелевого комитета 6: 1-44.
- Белкина Н.А. 2017. Количественный и качественный состав органического вещества и его трансформация в поверхностном слое донных отложений Онежского озера. Труды Карельского научного центра РАН. Лимнология 10: 64-72.
- Белкина Н.А. 2011. Роль донных отложений в процессах трансформации органического вещества и биогенных элементов в озерных экосистемах. Труды Карельского научного центра РАН 4: 35-42.
- Белкина Н.А., Кулик Н.В. 2019. Изучение современных донных отложений Заонежского полуострова. Общество. Среда. Развитие 4: 84-90.
- Белкина Н.А. 2021. Закономерности осадконакопления и раннего диагенеза донных отложений в водоемах юго-восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Автореферат диссертации на соискание степени доктора географических наук, СПб, Россия.
- Бискэ Г.С. 1959. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск: Госиздат КАССР.
- Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. и др. 1971. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия.
- Бородулина Г.С. 2011. Роль подземного стока в формировании химического состава поверхностных вод Карелии. Труды Карельского научного центра РАН 4: 108-116.
- Васильева Е.П., Давыдова Н.Н., Белкина Н.А. 1999. Особенности формирования донных отложений. В: Филатов Н.Н. (ред.), Онежское озеро. Экологические проблемы. Петрозаводск, С. 109-145.

- Васильева Е.П., Поляков Ю.К. 1992. Каталог озер Карелии, донные отложения. Петрозаводск: КарНЦ РАН.
- Гашкина Н.А., Моисеенко Т.И., Кремлева Т.А. 2012. Особенности распределения биогенных элементов и органического вещества в малых озерах и лимитирование их трофности на Европейской территории России и Западной Сибири. Вестник Тюменского государственного университета. Социально-экономические и правовые исследования 12: 17-25.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я. 2012. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск: ФБГУ «ВНИИ ГМИ-МЦД».
- Давыдова Н.Н. 1985. Диатомовые водоросли — индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Ленинград: Наука.
- Девятова Э.И. 1986. Природная среда и ее изменения в голоцене (по побережью севера и центра Онежского озера). Петрозаводск: Карелия.
- Демидов И.Н. 2003. Четвертичные отложения. В: Иешко Е.П. (ред.), Разнообразие карельской биоты: условия формирования, сообщества, виды. Петрозаводск, С. 19-27.
- Демидов И.Н., Шелехова Т.С. 2006. Диатомиты Карелии (особенности формирования, распространения, перспективы использования). Петрозаводск: КарНЦ РАН.
- Калинкина Н., Белкина Н., Сидорова А. и др. 2017. Биологический анализ токсичности донных отложений Онежского озера на основе их химического состава и состояния глубоководного макрозообентоса. Принципы экологии. 6(1): 81-103.
- Комулайнен С.Ф., Чекрыжева Т.А., Вислянская И.Г. 2006. Альгофлора озер и рек Карелии. Таксономический состав и экология. Петрозаводск: КарНЦ РАН.
- Константинов А.С. 1986. Общая гидробиология. 4-е изд. Москва: Высшая школа.
- Кулешевич Л.В., Ларькина Н.Ю., Инина И.С. 2010. Минералы железа в коллекции музея геологии докембрия: лимонитовые и гематитовые руды Карелии. В: Голубев А.И., Володичев О.И. (ред.), Геология и полезные ископаемые Карелии 13. Петрозаводск, С. 131-138.
- Лаврова Н.Б., Филимонова Л.В. 2018. Использование анализа состава ископаемой флоры для реконструкции растительности и палеогеографических условий позднеледниковья Карелии. Труды Карельского научного центра РАН 10: 27-43. DOI: [10.17076/eco882](https://doi.org/10.17076/eco882)
- Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. 1967. Неотектоника в зоне докембрийских разломов Южной Карелии. В: Николаев Н.И. (ред.), Тектонические движения и новейшие структуры земной коры: материалы совещания по проблемам неотектоники. Москва, С. 198-201.
- Лозовик П.А., Кулик Н.В., Ефременко Н.А. 2020. Литофильные элементы и тяжелые металлы в Онежском озере: источники поступления, содержание и трансформация. Труды Карельского научного центра Российской академии наук 4: 62-74. DOI: [10.17076/lim1189](https://doi.org/10.17076/lim1189)
- Лукашов А.Д., Демидов И.Н. 2001. Условия формирования рельефа и четвертичных отложений Карелии в поздне- и послеледниковье как основа становления современной природной среды. Труды Карельского научного центра РАН, серия Биogeография 2: 30-47.
- Мартинсон Г.Г., Давыдова Н.Н. 1976. Палеолимнология Онежского озера. Ленинград: Наука.
- Назарова Л.Е. 2015. Современное состояние и изменчивость климата на водосборах Онежского озера и Выгозерского водохранилища. В: Филатов Н.Н. (ред.), Крупнейшие озера-водохранилища Северо-Запада европейской территории России: современное состояние и изменения экосистем при климатических и антропогенных воздействиях. Петрозаводск, С. 10-19.
- Озера Карелии. Справочник. 2013. В: Филатов Н.Н., Кухарев В.И. (ред.). Петрозаводск: КарНЦ РАН.
- Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям: [коллективная монография]. 2022. В: Субетто Д.А. (отв. ред.). Петрозаводск: КарНЦ РАН.
- Перфильев Б.В. 1972. Микрозональное строение иловых отложений и методы его исследования. Ленинград: Наука.
- Семенович Н.И. 1973. Донные отложения Онежского озера. Ленинград: Наука.
- Синькевич Е.И., Экман И.М. 1995. Донные отложения озер Восточной части фенноскандинавского кристаллического щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН.
- Слуковский З.И., Медведев А.С. 2015. Вертикальное распределение микроэлементов в донных отложениях малого озера в условиях урбанизированной среды. Вода: химия и экология 3: 77-82.
- Слуковский З.И., Дауальтер В.А. 2020. Особенности накопления свинца, сурьмы и кадмия в отложениях малых озер юга Карелии. Труды Карельского научного центра РАН. Лимнология 4: 75-94.
- Современное состояние водных объектов республики Карелия. По результатам мониторинга в 1992-1997 гг. 1998. В: Лозовик П.А. (ред.). Петрозаводск: КарНЦ РАН.
- Субетто Д.А. 2009. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. Санкт-Петербург: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена.
- Филимонова Л.В. 2014. История растительности в позднеледниковье и голоцене на территории заказника «Тольвоярви» (Карелия). Труды КарНЦ РАН, серия Биogeография 2: 3-13.
- Филимонова Л.В., Лаврова Н.Б. 2017. Изучение палеогеографии Онежского озера и его бассейна с использованием комплекса методов. Труды Карельского научного центра РАН 10: 86-100. DOI: [10.17076/lim703](https://doi.org/10.17076/lim703)
- Чекрыжева Т.А. 2011. Фитопланктон озер бассейна реки Шуи (Республика Карелия, Россия). Гидробиологический журнал 47(1): 24-32.
- Шелехова Т.С. 2006. Диатомовые водоросли — индикаторы естественной acidификации малых водоемов Карелии. В: Голубев А.И. (ред.), Геология и полезные ископаемые Карелии 9. Петрозаводск, С. 189-196.
- Шелехова Т.С., Тихонова Ю.С., Лазарева О.В. 2021. Динамика природной среды и развития озера Окуньозеро в южной Карелии в позднеледниковье и голоцене (по микропалеонтологическим данным). Труды Карельского научного центра РАН, серия Лимнология и океанология, 4: 135-152. DOI: [10.17076/lim1319](https://doi.org/10.17076/lim1319)
- Belkina N.A., Efremenko N.A., Kulik N.V. 2018. Specifics of Iron Migration, Transformation, and accumulation in the Vygozero Reservoir. Water Resources 45(5): 738-745. DOI: [10.1134/S0097807818050032](https://doi.org/10.1134/S0097807818050032)
- Belkina N.A., Kulik N.V., Efremenko N.A. et al. 2023. Contemporary Sedimentation in Lake Onego: Geochemical Features of Water, Suspended Matter, and Accumulation Rate. Water 15: 1014. DOI: [10.3390/w15061014](https://doi.org/10.3390/w15061014)
- Belkina N.A., Strakhovenko V.D., Subetto D.A. et al. 2022. Sedimentary processes in Lake Onego at the present time. Limnology and Freshwater Biology, 4: 1388-1390. DOI: [10.31951/2658-3518-2022-A-4-1388](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1388)
- Gromig R., Wagner B., Wennrich V. et al. 2019. Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments. Boreas, 48: 330-348.
- Hang T., Gurbich V., Subetto D. et al. 2019. A local clay-varve chronology of Onega Ice lake, NW Russia. Quaternary International 524: 13-23. DOI: [10.1016/j.quaint.2019.03.021](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.021)
- Kalinkina N.M., Belkina N.A., Polyakova T.N. et al. 2013. Bioindication of the state of deep-water areas in

Petrozavodsk bay, Lake Onego, by macrozoobenthos characteristics. *Water Resources* 40 (5): 528-534. DOI: [10.1134/S0097807813050047](https://doi.org/10.1134/S0097807813050047)

Kulik N., Efremenko N., Strakhovenko V. et al. 2023. Geochemical Features of River Runoff and Their Effect on the State of the Aquatic Environment of Lake Onego. *Water* 15 (5): 964. DOI: [10.3390/w15050964](https://doi.org/10.3390/w15050964)

Kulik N., Efremenko N., Belkina N. et al. 2023. Fe, Mn, Al, Cu, Zn, and Cr in the sedimentary matter of Lake Onego. *Quaternary International* 644–645: 134-144. DOI: [10.1016/j.quaint.2022.04.005](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.005)

Ovdina E., Strakhovenko V., Potakhin M. et al. 2018. Mineralogical and geochemical characteristics of the lake Surgubskoe and Shotozero Fe–Mn formations (Republic of Karelia). In: Lateglacial–Interglacial transition: glaciotectionic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes: INQUA Peribaltic Working Group Meeting, pp. 129–131.

Strakhovenko V., Subetto D., Ovdina E. et al. 2020. Distribution of elements in iron-manganese formations in bottom sediments of Lake Onego (NW Russia) and small lakes (Shotozero and Surgubskoe) of adjacent territories. *Minerals* 10(4): 440–450. DOI: [10.3390/min10050440](https://doi.org/10.3390/min10050440)

Strakhovenko V.D., Subetto D.A., Ovdina E.A. et al. 2020. Mineralogical and geochemical composition of Late Holocene bottom sediments of Lake Onego. *Journal of Great Lakes Research* 46(3): 443–455. DOI: [10.1016/j.jglr.2020.02.007](https://doi.org/10.1016/j.jglr.2020.02.007)

Strakhovenko V.D., Belkina N.A., Efremenko N.A. et al. 2022. The First Data on the Mineralogy and Geochemistry of the Suspension of Lake Onego. *Russian Geology Geophysics* 63 (1): 55–71. DOI: [10.2113/RGG20204280](https://doi.org/10.2113/RGG20204280)

Subetto D.A., Nazarova L.B., Pestryakova L.A. et al. 2017. Paleolimnological studies in Russian Northern Eurasia: a review. *Contemporary Problems of Ecology* 10(4): 327–333. DOI: [10.1134/S1995425517040102](https://doi.org/10.1134/S1995425517040102)

Subetto D., Rybalko A., Strakhovenko V. et al. 2020. Structure of Late Pleistocene and Holocene Sediments in the Petrozavodsk Bay, Lake Onego (NW Russia). *Minerals* 10(11): 964. DOI: [10.3390/min10110964](https://doi.org/10.3390/min10110964)

Zobkov M., Potakhin M., Subetto D. et al. 2019. Reconstructing Lake Onego evolution during and after the Late Weichselian glaciation with special reference to water volume and area estimations. *Journal of Paleolimnology*. 62(1): 53–71. DOI: [10.1007/s10933-019-00075-3](https://doi.org/10.1007/s10933-019-00075-3)

Assessment of nutrient load on the Cheboksary Reservoir using the results of modeling runoff and removal of biogenic elements from the pilot catchments

Original Article

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGYYasinskiy S.V.¹, Kondratyev S.A.², Shmakova M.V.², Kashutina E.A.¹, Rasulova A.M.^{2,*}¹Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Staromonetny Lane, 29/4, Moscow, 119017, Russia²Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, Sevastyanova, Str., 9, St. Petersburg, 196105, Russia

ABSTRACT. The paper presents the results of an approximate assessment of the nutrient load on the Cheboksary reservoir of the Volga Cascade from the right-bank and left-bank parts of the catchment basin. The main solution tools are the recognition of the underlying surfaces in the catchment and mathematical modeling. The catchment basins of the Kudma (right-bank tributary) and Linda (left-bank tributary) rivers have been identified as pilot sites. The catchment basins of the Kudma (right-bank tributary) and Linda (left-bank tributary) rivers have been identified as pilot sites. The representativeness of the selected pilot sites for the catchment basins of the Cheboksary reservoir is demonstrated. The mathematical basis of the research was the “precipitation-runoff-removal” model describing the formation of runoff and removal of biogenic elements from the catchment basin. To calibrate the mathematical model, the materials of observations of water discharges and the content of chemical agents in the gauging sections of the pilot catchment basins were used. The modeling data provides an approximate estimate of the total nutrient load on the Cheboksary reservoir, as well as the contribution of natural nitrogen and phosphorus removal to the load from the catchment basin.

Keywords: Cheboksary reservoir, satellite image recognition, runoff, nutrient load, mathematical model

For citation: Yasinskiy S.V., Kondratyev S.A., Shmakova M.V., Kashutina E. A., Rasulova A.M. Assessment of nutrient load on the Cheboksary Reservoir using the results of modeling runoff and removal of biogenic elements from the pilot catchments // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - P. 130-141. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-130

1. Introduction

Anthropogenic eutrophication is one of the significant issues in the Volga Cascade reservoirs (Mineeva et al., 2020). The reason is the intense anthropogenic nutrient load from the catchment basin. At the final stages of anthropogenic eutrophication in eutrophic and hypereutrophic water bodies, a disbalance may occur in the ratio of productive and destructive processes within the aquatic ecosystem. This leads to the emergence of oxygen-free (anaerobic) zones, fish kills phenomena, a reduction in fish stocks, and water pollution with toxic substances as a result of the development of certain species of phytoplankton, “blooming” the water (Rossolimo, 1977; Anthropogenic eutrophication..., 1982). At the same time, the current monitoring system is unable to provide an accurate assessment of the nitrogen and phosphorus inflow to the reservoirs from tributaries due to the limited number of measurement points for water discharge and hydrochemical characteristics.

The aim of the paper is to provide an approximate assessment of the loading of total nitrogen (N_{total}) and total phosphorus (P_{total}) on the Cheboksary reservoir formed in the catchment area, based on mathematical modeling using available observational data on the formation of runoff and removal of chemicals in pilot catchment basins.

The Cheboksary reservoir is formed on the Volga River by the Cheboksary hydroelectric plant, located in the city of Novocheboksarsk. The length of the reservoir is 341 km, the area is 2190 km², the total volume of water is 13.9 km³, the area of its own catchment basin without the upstream Volga basin is 131.9 thousand km². The Linda (left tributary of the Volga, its length is 122 km, its catchment area is 1682 km²) and the Kudma (right tributary of the Volga, its length is 144 km, its catchment area is 3248 km²) catchments in the basin of the Cheboksary reservoir were selected as pilot sites reflecting the main patterns of biogenic element removal on the basis of expert assessment (Fig.1).

*Corresponding author.

E-mail address: arasulova@limno.ru (A.M. Rasulova)

Received: May 26, 2024; **Accepted:** May 31, 2024;

Available online: June 19, 2024

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



The catchment basins are representative of the forested left bank and the agriculturally developed right bank of the Cheboksary reservoir. Moreover, karstic phenomena are widespread in the Kudma basin, which also influence the formation of runoff and the removal of nitrogen and phosphorus. There are gauging sections of state hydrological and hydrochemical monitoring of the Russian meteorological service in the selected rivers, which enables using these data for the calibration of mathematical models.

2. Research methods

At the initial stage of the study, the hypothesis concerning the suitability of the selected pilot catchments was tested. As is well-known, the removal of nutrients, namely nitrogen and phosphorus, from the catchment area is mainly determined by the structure of the underlying surface (Kondratyev and Shmakova, 2019; Khrisanov and Osipov, 1993). This applies to both natural (background) removal, which is formed in the parts of the catchment not affected by human impact (forest), and to anthropogenic removal (agricultural and urbanized areas). Therefore, the criterion for the correct selection of a pilot catchment is the similarity of their underlying surface structure with the structure of the basin as a whole.

In the present study, the differentiation of the land cover was carried out using global archives of satellite data of the underlying surfaces. The land cover classification of the Cheboksary reservoir basin and pilot catchments was based on the Copernicus Global Land Service Collection 3 (CGLS) (Buchhorn et al., 2021a; Buchhorn et al., 2020b). The CGLS collection is formed from satellite imagery from PROBA-V (PROBA-Vegetation) and Sentinel-2 with spatial resolutions of 100/110/300 m. The depth of the archives of satellite images used to create the CGLS data collection is from 2015-01-01 to 2020-12-31. The UN Land Cover Classification System (LCCS) was used to classify the land surfaces, which are in the CGLS archive. The main data source is PROBA-V multispectral satellite imagery with a temporal resolution of 5 days and a spatial resolution of 100 m of surface reflectivity at the Top-of-Canopy (TOC). The secondary data source is the daily PROBA-V multispectral satellite imagery with a spatial resolution of 300 m of surface reflectivity. Their median composite is made to archive regular 5-day images at 100-meter and 300-meter spatial resolution of the PROBA-V time series. This is necessary because the PROBA-V satellite provides daily global coverage for data with a spatial resolution of 300 m, which corresponds to 5-day coverage for the same data with a spatial resolution of 100 m. The identification of the types of underlying surfaces of the CGLS collection is based on spectral indices (Mousaei Sanjerehei, 2014), other global data archives (Pekel et al., 2016), and the WorldDEM™ digital elevation model. The detailed classification algorithm used to obtain the CGLS data collection is given in (Buchhorn et al., 2020a).

This study area includes 15 land cover classes that are necessary for calculating the load on a water

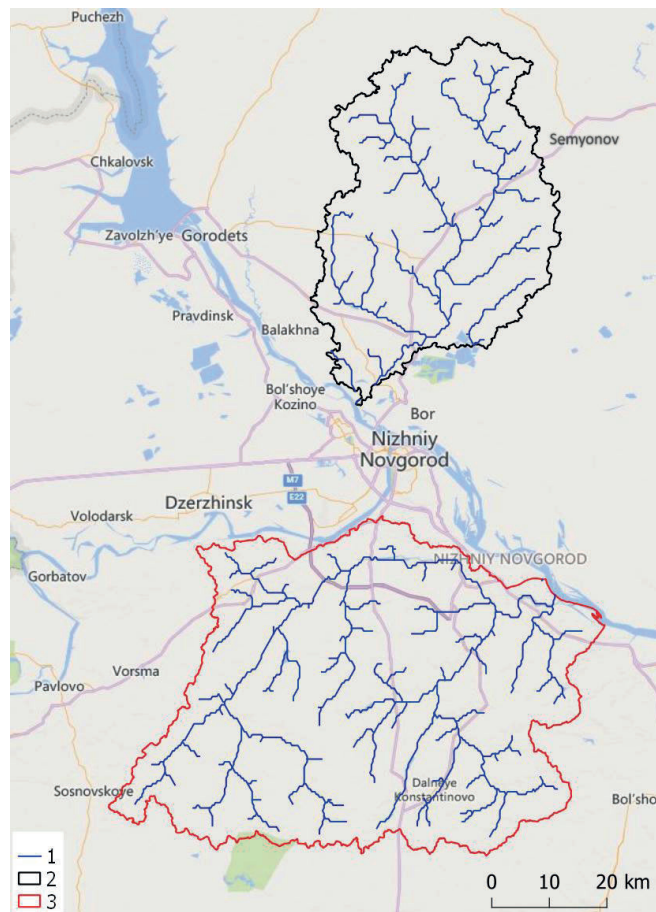


Fig.1. The location of the Kudma and Linda pilot catchments: 1 – hydrographic network, 2 – Linda River catchment, 3 – Kudma River catchment.

body (Table 1). The Table 1 demonstrates that the difference in the percentage of different surface classes of the pilot sites and the corresponding parts of the whole reservoir basin does not exceed 6%. The above correspondence of the land cover classes of the pilot catchments with the structure of the right- and left-bank parts of the Cheboksary reservoir basin confirms the legitimacy of the chosen objects as pilot ones. Besides, for the main classes of the underlying surface, based on the analysis of literature data (Rossolimo, 1977; Anthropogenic eutrophication..., 1982; Pozdnyakov et al., 2020), the emission characteristics of the intake of nutrients into the runoff are approximately estimated.

The main mechanisms for attaining the goal were a mathematical model of runoff formation of ILHM and a model of biogenic elements removal of ILLM developed at the Institute of Limnology RAS and modified with the participation of Federal State Budgetary Scientific Institution “Federal Scientific Agroengineering Center” (Kondratyev and Shmakova, 2019; Yasinskiy et al., 2020).

The runoff model, ILHM (Institute of Limnology Hydrological Model, Certificate of State Registration No. 2015614210) (Kondratyev and Shmakova, 2019), is designed for calculations of hydrographs of snowmelt and rainfall runoff from the catchment area, as well as water levels in the waterbody. The model has a conceptual base and describes the processes of snow accumulation and snowmelt, evaporation and soil moisture in the aeration zone, runoff formation, as well as runoff

Table 1. Comparison of land cover classes of the pilot catchments with the right- and left-bank parts of the Cheboksary reservoir basin

Land cover classes	Kudma River catchment, %	Right Bank, %	Linda River catchment, %	Left Bank, %
Shrubs	0.00	0.00	0.00	0.00
Herbaceous vegetation	10.49	16.38	3.18	2.94
Cultivated and managed vegetation / agriculture	37.96	37.00	11.96	8.85
Urban / built up	3.73	2.15	1.73	0.52
Bare/sparse vegetation	0.00	0.00	0.00	0.00
Permanent water bodies	0.24	0.72	0.07	1.19
Herbaceous wetland	0.01	0.07	0.01	0.06
Closed forest, evergreen needle leaf	1.88	4.03	10.49	12.23
Closed forest, deciduous broad leaf	23.00	23.28	33.07	37.78
Closed forest, mixed.	10.04	6.96	25.22	25.32
Closed forest that not matching any of the other definitions	1.45	1.63	1.71	3.61
Open forest, evergreen needle leaf	0.00	0.02	0.01	0.04
Open forest, deciduous broad leaf	0.20	0.05	0.53	0.44
Open forest, mixed	1.76	1.56	1.69	0.30
Open forest that does not correspond to any of the other definitions	9.22	6.15	10.33	6.72
Total catchment area, km ²	3248	75687	1682	56176

within a homogeneous catchment, the characteristics of which are assumed to be constant for the entire area. The model can function with a monthly time step and with an annual time step. During the simulation, the catchment is represented as a homogeneous simulated storage, accumulating incoming water and then gradually allowing it to flow way. The values of the basic parameters of the hydrological model, determining the shape of the hydrograph of the runoff, are determined depending on the percentage of water body, that is, as the ratio of the area of the water area to the overall area of the catchment. The model has been verified in a lot of catchments located in Russia (Tigoda, Lizhma, Syanga, Olonka, Sunah, Shuya, Ojat, Sjas, Vuoksa, Svir, Velikaya, Kazanka, Sviyaga, and Neva Rivers) and Finland (Mustajoki and Harajoki Rivers) (Kondratyev and Shmakova, 2019).

The model of nutrient removal, ILLM (Institute of Limnology Loading Model, Certificate of State Registration No. 2014612519), was developed based on existing modeling of runoff and the removal of biogenic elements from the catchment areas and nutrient inputs into the water bodies (Kondratyev and Shmakova, 2019; Behrendt and Dannowski, 2007; Behrendt and Opitz, 1999). The recommendations of the HELCOM for assessing the load on water bodies in the Baltic Sea were also built into the model (Guidelines..., 2015). The model is designed to solve problems associated with the quantification of nutrient loading formed by point and nonpoint sources of pollution and the forecast of its changes under the influence of possible anthropogenic and climatic changes. The model incorporates the existing capabilities of data input from the state moni-

toring system of water bodies as well as data from state statistical reporting on wastewater discharges and agricultural activities in the catchment areas. The model also allows the calculation of the removal of biogenic elements from the catchment under the influence of hydrological factors and retention by the catchment. The final result of the modeling is an evaluation of the nutrient load and its components on the received water body from the catchment. The model of nutrient load has been verified at several catchment basins in Russia (Velikaya, Luga, Mga, Izhora, Slavyanka, Sestra, Shuya, Vodla, Sunah, Kazanka, Sviyaga, and Irtysh Rivers) (Kondratyev and Shmakova, 2019; 80 years of limnological research..., 2023). The materials of the Helsinki Commission (Applied methodology..., 2019) describe models that can be used to calculate the external load on the water objects of the Baltic Sea basin. These include the ILLM model.

The combination of ILHM and ILLM models is a “precipitation-runoff-removal” model that transforms meteorological parameters (precipitation and air temperature) into runoff (water discharges) and the removal of biogenic elements from the catchment area, depending on the characteristics of the land cover classes and the intensity of external influences of a natural and anthropogenic nature. At the same time, the ILLM model provides for the calculation of natural (background) load. In accordance with the HELCOM definition (Guidelines..., 2015), the natural load of biogenic elements is formed due to their removal from non-cultivated lands and part of the removal from cultivated lands, which occurs independently of economic activity.

3. Results and Discussion

Inputs to the calculations require information on precipitation and air temperature, areas of various types of underlying surface forming a diffuse removal of nutrients, the intensity of point sources of nutrient loading, the atmospheric load of nitrogen and phosphorus, the number of animals and poultry in the catchment area, as well as applied mineral and organic fertilizers.

As noted earlier, in order to inform the model, a classification of the underlying surface types in the catchment was carried out. The values of phosphorus and nitrogen concentrations in runoff from various types of underlying surfaces were set according to field studies conducted in 2018 and 2019 by employees of the Institute of Limnology RAS (Pozdnyakov et al., 2020). To assess the contribution of point sources to the nutrient load on the lake, data from statistical forms of state reporting 2TP (vodkhoz) were used. Sufficiently high values of emission coefficients and concentrations in runoff from urbanized areas are an expression of the contribution of a dispersed rural population without connection to sewerage networks and treatment facilities (Behrendt and Opitz, 1999). The atmospheric load was set in accordance with the research materials of Kazan Federal University (Minakova et al., 2019), and no separation into natural and anthropogenic components was made. To calibrate the model, data from observations of runoff and water quality at the corresponding posts of the state monitoring of the Russian meteorological service in the closing reaches of the Kudma and Linda Rivers for the period from 2008 to the present were used.

The agricultural nitrogen and phosphorus loading on the catchments was estimated by the methodology presented in (Bryukhanov et al., 2016). According to this method, the following main factors in the formation of nutrient load on agricultural fields were taken into account in the calculations:

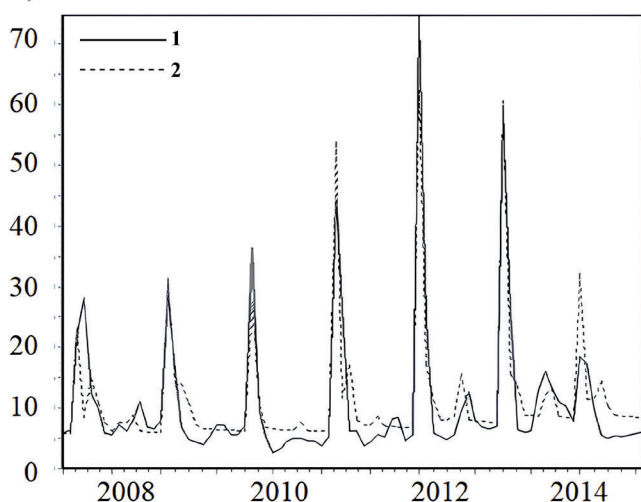
- content of nitrogen and phosphorus in the soil, the share of their removal from the total content in the soil;
- amount of nitrogen and phosphorus in the composition of mineral fertilizers and their emission coefficient;
- amount of nitrogen and phosphorus in the composition of organic fertilizers and their emission coefficient;
- distance of the contour of agricultural land from water objects;
- soil type by origin;
- soil type by mechanical composition;
- structure of farmland (ratio of arable land and perennial grasses, meadows, pastures, and deposits).

Calculations of the agricultural nitrogen and phosphorus load were performed only for pilot catchments. For the right- and left-bank parts of the reservoir catchment, the load values were recalculated in proportion to the area ratio.

The calibration of the “precipitation-runoff-removal” model on the pilot catchments of the Kudma and Linda rivers is presented below. Figure 2 shows the observed and calculated runoff from the catchments of the Linda River (gauge Vasilkovo) and Kudma River (gauge Kstovo). The Nash-Sutcliffe criterion is 78% for Linda and 67% for Kudma, which confirms the adequacy of the model for the described processes of runoff in the catchment area.

Table 2 shows the results of calibration of the ILLM model according to the correspondence of the average long-term values of the removal of biogenic elements with the runoff in the gauge-stations of the Kudma and Linda Rivers, which also confirms the correspondence of the simulation results to the available monitoring data.

a) Runoff, mm/month



b) Runoff, mm/month

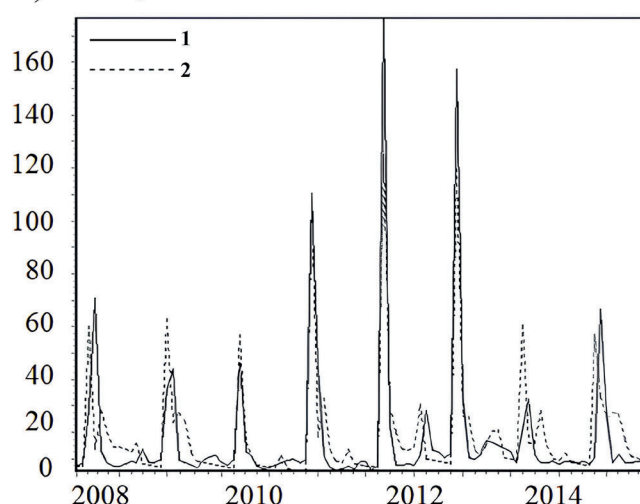


Fig.2. The observed (1) and calculated (2) average monthly runoff layers from the Kudma (a) and Linda (b) catchments.

When calculating the nitrogen and phosphorus removal from the right- and left-bank parts of the Cheboksary reservoir catchment, a model calibrated on the corresponding pilot catchments was used. As input information about the structure of the underlying surface of the reservoir catchment, data from the satellite image recognition mentioned above were used. The missing information on the sources of anthropogenic load was set based on the assumption that the load is proportional to the areas of the considered catchments exposed to anthropogenic impact. The results of an approximate assessment of the nutrient load on the Cheboksary reservoir based on data from modeling the runoff and nitrogen and phosphorus removal from pilot catchments are presented in Table 3.

According to the calculation results, the average long-term nutrient load on the Cheboksary reservoir is approximately estimated at 31320 tN/year and 725 tP/year. At the same time, the specific load from the right-bank part is 222 kg N/km² year and 5.6tP/km² year; from the left-bank part, it is 262 kg N/km² year and 5.4 tP/km² year. The presented modeling data do not contradict the results of other studies on nutrient removal by tributaries of the reservoir (Yasinskiy et al., 2020).

4. Conclusion

Thus, an approximate assessment of the nutrient load on a large water body from a catchment area that is not sufficiently sanctified by monitoring observations is possible under the following conditions:

- A reasonably well-studied analogue pilot catchment has been identified that has a point of hydrological and hydrochemical measurements at the trailing gauge-station and a similar land surface structure to the main catchment (e.g. % area of the main land surface classes);
- The selected mathematical model “precipitation - runoff – removal” is provided with information on the main sources of nutrient load on the hydrographic network and is calibrated for the closing gauge of the pilot catchment.

In this case, the lack of information on the sources of anthropogenic load on the whole catchment in the calculations can be compensated by data on the pilot site. In this case, the assumption of proportionality of catchment area parameters is made.

At the same time, it should be remembered that in future studies, in order to increase the degree of reliability, the modeling results should be compared with regular ground-based monitoring of runoff and water quality, which should be carried out on the main tributaries of the reservoir.

Acknowledgements

The paper was supported by the grant of the Russian National Science Foundation No. 22-17-00224 “Formation of hydrological and geochemical processes in the catchments of the cascades of the Upper Volga and Kama reservoirs under various scenarios of land use and climate change in their territories”.

Table 2. The results of the model calibration in the Kudma (a) and Linda (b) catchments according to the annual nitrogen and phosphorus removal in the closing gauge-stations

Source of information	Kudma – gauge Kstovo		Linda – gauge Vasilkovo	
	N _{tot} , t/year	P _{tot} , t/year	N _{tot} , t/year	P _{tot} , t/year
Average annual values (according to monitoring data)	715.69	18.00	443.73	9.16
Calibration results	717	18.00	442	9.11

Table 3. The results of an approximate assessment of the nutrient load on the Cheboksary reservoir, based on nitrogen and phosphorus removal modeling for the pilot catchments

Calculation results	N _{total}	P _{total}
Right bank of the Cheboksary reservoir (area – 75,687 km ² , average long-term runoff – 100 mm/year)		
Nutrient load on the reservoir (t/year)	16729	425
Natural (background) component (t/year)	2287	80.8
Removal module (kg/km ² year)	222	5.6
Left bank of the Cheboksary reservoir (area – 56176 km ² , average long-term runoff – 188 mm/year)		
Nutrient load on the reservoir (t/year)	14591	300
Natural (background) component (t/year)	4111	118
Removal module (kg/km ² year)	262	5.4

Conflict of interest

The authors declare no conflicts of interest.

References

- 80 years of limnological research at Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences. 2023. In: Kondratyev S.A. (Ed.). Moscow: Russian Academy of Sciences. DOI: [10.12731/978-5-907645-12-7](https://doi.org/10.12731/978-5-907645-12-7) (in Russian)
- Anthropogenic eutrophication of Lake Ladoga. 1982. In: Petrova N.A. (ed.). Leningrad: Nauka. (in Russian)
- Applied methodology for the PLC-6 assessment, Baltic Marine Environment Protection Commission. 2019. HELCOM, Helsinki.
- Behrendt H., Dannowski R. 2007. Nutrients and heavy metals in the Odra River system. Berlin: Weissensee Verlag Publ.
- Behrendt H., Opitz D. 1999. Retention of nutrients in river systems: dependence on specific runoff and hydraulic load. *Hydrobiologia* 410: 111–122.
- Bryukhanov A.Yu., Kondratyev S.A., Oblomkova N.S. et al. 2016. Methodology for determining the nutrient load of agricultural production on water bodies. *Tekhnologii i tekhnicheskie sredstva mekhanizirovannogo proizvodstva produktsii rastenievodstva i zhivotnovodstva* [Technologies and technical means of mechanized production of crop and livestock products] 89: 175–183. (in Russian)
- Buchhorn M., Bertels L., Smets B. et al. 2020. Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: version 3 Globe 2015-2019: Algorithm Theoretical Basis Document. Zenodo. Dataset v3.0. DOI: [10.5281/zenodo.3938968](https://doi.org/10.5281/zenodo.3938968)

Buchhorn M., Lesiv M., Tsendbazar N.-E. 2020. Copernicus Global Land Cover Layers – Collection 2. Remote Sensing 12(108): 1044. DOI:[10.3390/rs12061044](https://doi.org/10.3390/rs12061044)

Guidelines for the annual and periodical compilation and reporting of waterborne pollution inputs to the Baltic Sea (PLC-Water). 2015. In: Svendsen L.M. (ed.). Helsinki: HELCOM Publ.

Khrisanov N.I., Osipov G.K. 1993. Management of eutrophication of water bodies. St. Petersburg: Gidrometeoizdat. (in Russian)

Kondratyev S.A., Shmakova M.V. 2019. Mathematical modeling of mass transfer in the watershed-watercourse-reservoir system. St. Petersburg: Nestor-Istoriya. (in Russian)

Minakova E.A., Shlychkov A.P., Pozdnyakov Sh.R. et al. 2019. Assessment of the amount of nutrient deposition from the atmosphere in a private catchment of the Kuibyshev reservoir within the Republic of Tatarstan. Problemy regional'noj ekologii [Problems of regional ecology] 1: 34–38. (in Russian)

Mineeva N.M., Semadeni I.V., Makarova O.S. 2020. Chlorophyll content and current trophic state of the river reservoirs. Volga (2017–2018). Biologiya vnutrennikh vod [Biology of inland waters] 2: 205–208. (in Russian)

Mousaei Sanjerehei M. 2014. Assessment of spectral vegetation indices for estimating vegetation cover in arid and semiarid shrublands. Range Management and Agroforestry 35(1): 91-100.

Pekel J., Cottam A., Gorelick N. et al. 2016. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. Nature 540: 418-422.

Pozdnyakov Sh.R., Bryukhanov A.Yu., Kondratyev S.A. et al. 2020. Perspectives of the Reduction of Nutrient Export from River Watersheds through the Introduction of Best Available Technologies for Agricultural Production: Based on Modeling Results. Water Resources 47(5): 771-784.

Rossolimo L.L. 1977. Changes in limnic ecosystems under the influence of anthropogenic factors. Moscow: Nauka. (in Russian)

Yasinskiy S.V., Kashutina E.A., Sidorova M.V. et al. 2020. Anthropogenic Load and the Effect of Drainage Area on the Diffuse Runoff of Nutrients into a Large Water Body: Case Study of the Cheboksary Reservoir. Water Resources 47(5): 810–827.

Оценка биогенной нагрузки на Чебоксарское водохранилище по результатам моделирования стока и выноса биогенных элементов с пилотных водосборов

Оригинальная статья

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGYЯсинский С.В.¹, Кондратьев С.А.², Шмакова М.В.², Кашутина Е.А.¹, Расулова А.М.^{2,*}¹Институт географии Российской академии наук, Старомонетный переулок, д. 29, стр. 4., Москва, 119017, Россия²Институт озерадения РАН – обособленное структурное подразделение Санкт-Петербургского Федерального исследовательского центра РАН, ул. Севастьянова, д. 9, Санкт-Петербург, 196105, Россия

АННОТАЦИЯ. В работе представлены результаты приближенной оценки биогенной нагрузки на Чебоксарское водохранилище Волжского каскада с правобережной и левобережной частей водосборной территории. Основные инструменты решения задачи – дешифрирование подстилающих поверхностей на водосборе и математическое моделирование. В качестве пилотных объектов определены водосборы рек Кудьмы (правобережный приток) и Линды (левобережный приток). Показана репрезентативность выбора указанных пилотных объектов для водосбора Чебоксарского водохранилища. Математическую основу исследования составила модель «осадки-сток-вынос», описывающая формирование стока и вынос биогенных элементов с водосбора. Для калибровки математической модели использованы материалы наблюдений за расходами воды и содержанием химических веществ в замыкающих створах пилотных водосборов. По данным моделирования дана приближенная оценка суммарной биогенной нагрузки на Чебоксарское водохранилище, а также вклада природного выноса азота и фосфора в нагрузку со стороны водосбора.

Ключевые слова: Чебоксарское водохранилище, дешифрирование спутниковых снимков, сток, биогенная нагрузка, математическая модель

Для цитирования: Ясинский С.В., Кондратьев С.А., Шмакова М.В., Кашутина Е.А., Расулова А.М. Оценка биогенной нагрузки на Чебоксарское водохранилище по результатам моделирования стока и выноса биогенных элементов с пилотных водосборов // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - С. 130-141. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-130

1. Введение

Антропогенное эвтрофирование – одна из проблем водохранилищ Волжского каскада (Минеева и др., 2020). Причиной служит интенсивная биогенная нагрузка антропогенного происхождения со стороны водосбора. На завершающих стадиях развития процесса антропогенного эвтрофирования в эвтрофных и гиперэвтрофных водных объектах возможно возникновение дисбаланса в соотношении продукционно-деструкционных процессов в водной экосистеме, что приводит к возникновению бескислородных (анаэробных) зон и заморных явлений, уменьшению рыбных запасов, а также загрязнению воды токсичными веществами в результате развития определенных видов фитопланктона - «цветения» воды (Россолимо, 1977; Антропогенное эвтрофирование..., 1982). При этом современная система

мониторинга не позволяет выполнить адекватную оценку поступления азота и фосфора в водохранилища со стоком притоков ввиду малочисленности пунктов измерений расходов воды и гидрохимических характеристик.

Целью работы является приближенная оценка нагрузки общим азотом ($N_{\text{общ}}$) и общим фосфором ($P_{\text{общ}}$) на Чебоксарское водохранилище, сформированной на водосборной территории, на основе математического моделирования с использованием имеющихся данных наблюдений за формированием стока и выноса химических веществ на пилотных водосборах.

Чебоксарское водохранилище образовано на реке Волге плотинной Чебоксарской ГЭС, расположенной в городе Новочебоксарске. Длина водохранилища — 341 км, площадь — 2190 км², полный объем воды — 13.9 км³, площадь собственного

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: arasulova@limno.ru (А.М. Расулова)

Поступила: 26 мая 2024; Принята: 31 мая 2024;

Опубликована online: 19 июня 2024

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



водосбора без водосбора вышерасположенной Волги — 131.9 тыс. км². В качестве пилотных объектов, отражающих основные закономерности выноса биогенных элементов с правобережной и левобережной частей водохранилища на основе экспертной оценки, выбраны водосборы рек Линды (левый приток Волги, длина реки — 122 км, площадь водосборного бассейна — 1682 км²) и Кудьмы (правый приток Волги, длина — 144 км, площадь водосборного бассейна — 3248 км²) в бассейне Чебоксарского водохранилища (Рис.1). Водосборы репрезентативны для лесного левобережья и сельскохозяйственно освоенного правобережья Чебоксарского водохранилища. При этом в бассейне Кудьмы распространены карстовые явления, что также сказывается на формировании стока и выноса азота и фосфора. В замыкающих створах выбранных рек имеются пункты государственного гидрологического и гидрохимического мониторинга Росгидромета, что позволяет использовать эти данные для калибровки математических моделей.

2. Методы исследования

На первом этапе исследования была проверена гипотеза об адекватности выбора пилотных водосборов. Как известно вынос биогенных элементов (азота и фосфора) с водосборной территории определяется главным образом структурой подстилающей поверхности (Кондратьев и Шмакова, 2019; Хрисанов и Осипов, 1993). Сказанное относится как к природному (фоновому) выносу, который формируется на не затронутых хозяйственным воздействием частях водосбора (лес), так и к антропогенному выносу (сельскохозяйственные и урбанизированные территории). Поэтому критерием правильности выбора пилотных водосборов является схожесть их структуры подстилающей поверхности со структурой исследуемого водосбора в целом.

В настоящем исследовании дифференциация земного покрова производилась с помощью глобальных архивов спутниковых данных подстилающих поверхностей. Классификация земного покрова водосбора Чебоксарского водохранилища и пилотных водосборов строилась на основе коллекции Copernicus Global Land Service Collection 3 (CGLS) (Buchhorn et al., 2020a; Buchhorn et al., 2020b). Коллекция CGLS сформирована из снимков со спутников PROBA-V (PROBA-Vegetation) и Sentinel-2 с пространственными разрешениями 100 / 110 / 300 м. Глубина архива спутниковых снимков, используемых при создании коллекции данных CGLS, с 2015-01-01 по 2020-12-31. В качестве классификации подстилающих поверхностей архива CGLS использована Система классификации земного покрова ООН (Land Cover Classification System – LCCS). Основным источником данных являются многоспектральные спутниковые снимки PROBA-V с шагом 5 дней и пространственным разрешением 100 м отражательной способности поверхности на верхней границе растительного покрова (Top Of



Рис.1. Схема расположения пилотных водосборов рек Кудьмы и Линды: 1 – гидрографическая сеть, 2 – водосбор р. Линды, 3 – водосбор р. Кудьмы.

Canopy, TOC). Вторичным источником данных являются ежедневные многоспектральные спутниковые снимки PROBA-V с пространственным разрешением 300м отражательной способности поверхности. Их медианный композит делается для архивирования регулярных 5-дневных временных шагов в 100-метровом и 300-метровом пространственном разрешении временного ряда PROBA-V. Это необходимо, поскольку спутник PROBA-V обеспечивает ежедневный глобальный охват для данных с пространственным разрешением 300 м, что соответствует 5-дневному охвату для тех же данных с пространственным разрешением 100 м. Идентификация типов подстилающих поверхностей коллекции CGLS основана на спектральных индексах (Mousaei Sanjerehei, 2014) и других глобальных архивов данных (Pekel et al., 2016) и цифровой модели рельефа WorldDEM™. Подробный алгоритм классификации, использованный для получения коллекции данных CGLS приведен в (Buchhorn et al., 2020a).

На исследуемой территории выделяется 15 классов необходимых для расчета нагрузки на водный объект (Таблица 1). Как следует из представленной таблицы разница в процентном соотношении различных классов поверхности пилотных объектов и соответствующих частей всего водосбора водохранилища не превосходит 6%. Приведенное соответствие структуры подстилающей поверхности пилотных водосборов со структурой правобережной

Таблица 1. Сравнение структуры подстилающей поверхности пилотных водосборов с правобережной и левобережной частями водосбора Чебоксарского водохранилища.

Класс подстилающей поверхности	Водосбор р. Кудьмы, %	Правобережье, %	Водосбор р. Линды, %	Левобережье, %
Кустарники	0.00	0.00	0.00	0.00
Травянистая растительность.	10.49	16.38	3.18	2.94
Возделываемая растительность / сельскохозяйственное хозяйство	37.96	37.00	11.96	8.85
Городской/застроенный	3.73	2.15	1.73	0.52
Голая/редкая растительность	0.00	0.00	0.00	0.00
Постоянные водоемы	0.24	0.72	0.07	1.19
Травянистое болото	0.01	0.07	0.01	0.06
Сомкнутый лес, вечнозеленый игольчатый лист	1.88	4.03	10.49	12.23
Сомкнутый лес, лиственный широколиственный	23.00	23.28	33.07	37.78
Сомкнутый лес, смешанный.	10.04	6.96	25.22	25.32
Закрытый лес, не соответствующий ни одному из других определений	1.45	1.63	1.71	3.61
Открытый лес, вечнозеленый игольчатый лист	0.00	0.02	0.01	0.04
Редкий лес, листопадный широколиственный	0.20	0.05	0.53	0.44
Редкий лес, смешанный	1.76	1.56	1.69	0.30
Открытый лес, не соответствующий ни одному из других определений	9.22	6.15	10.33	6.72
Общая площадь водосборов, км ²	3248	75687	1682	56176

и левобережной частей водосбора Чебоксарского водохранилища подтверждает правомерность выбора указанных объектов в качестве пилотных. Кроме того, для основных классов подстилающей поверхности на основе анализа литературных данных (Россолимо, 1977; Антропогенное эвтрофирование..., 1982; Поздняков и др., 2020) приближенно оценены эмиссионные характеристики поступления биогенных элементов в сток.

Основными инструментами достижения поставленной цели явились математическая модель формирования стока с водосбора ИЛНМ и модель выноса биогенных элементов с водосбора и формирования биогенной нагрузки на водные объекты. ИЛЛМ, разработанные сотрудниками Института озераведения РАН и модифицированные при участии сотрудников Института агроинженерных и экологических проблем сельскохозяйственного производства (Кондратьев и Шмакова, 2019; Ясинский и др., 2020).

Модель стока – ИЛНМ (Institute of Limnology Hydrological Model, Свидетельство о государственной регистрации № 2015614210) (Кондратьев и Шмакова, 2019) предназначена для расчета гидрографов талого и дождевого стока с водосбора, а также уровней воды в водоеме. Модель имеет концептуальную основу и описывает процессы снеготаяния и снеготаяния, испарения и увлажнения

почвы в зоне аэрации, формирования стока, а также стока в пределах однородного водосбора, характеристики которого принимаются постоянными для всей территории. Модель может работать как с месячным шагом, так и с годовым шагом. В ходе моделирования водосборный бассейн представляется как однородное моделируемое хранилище, накапливающее поступающую воду, а затем постепенно позволяющее ей стекать. Значения основных параметров гидрологической модели, определяющих форму гидрографа стока, определяются в зависимости от процентного содержания водного объекта, то есть как отношение площади акватории к общей площади водосбора. Модель апробирована на ряде водосборов, расположенных в России (реки Тигода, Лижма, Сянга, Олонка, Суна, Шуя, Оять, Сясь, Вуокса, Свирь, Великая, Казанка, Свияга и Нева) и Финляндии (реки Мустайоки и Харайоки) (Кондратьев и Шмакова, 2019).

Модель биогенной нагрузки – ИЛЛМ (Institute of Limnology Load Model, Свидетельство о государственной регистрации № 2014612519) разработана на основе существующих моделей стока и выноса биогенных веществ с водосборных площадей и их поступления в водоемы (Кондратьев и Шмакова, 2019; Behrendt and Dannowski, 2007; Behrendt and Opitz, 1999). В модель также были заложены рекомендации ХЕЛКОМ по оценке нагрузки на водные

объекты Балтийского моря (Guidelines..., 2015). Модель предназначена для решения задач, связанных с количественной оценкой биогенной нагрузки, формируемой точечными и неточечными источниками загрязнения, и прогнозом ее изменения под влиянием возможных антропогенных и климатических изменений. В модели реализованы существующие возможности ввода данных государственной системы мониторинга водных объектов, а также материалов государственной статистической отчетности о сбросах сточных вод и сельскохозяйственной деятельности на водосборных бассейнах. Модель также позволяет рассчитывать вынос биогенных веществ из водосбора под влиянием гидрологических факторов и удерживание водосбором. Конечным результатом моделирования является оценка биогенной нагрузки и ее компонентов на поступающий водоем с водосбора. Модель нагрузки биогенными веществами проверена на ряде водосборов России (реки Великая, Луга, Мга, Ижора, Славянка, Сестра, Шуя, Водла, Суна, Казанка, Свияга и Иртыш) (Кондратьев и Шмакова, 2019; 80 лет развития лимнологии..., 2023). В материалах Хельсинкской комиссии (Applied methodology..., 2019) представлено описание моделей, которые могут использоваться для расчета внешней нагрузки на водные объекты бассейна Балтийского моря. В их число входит и модель ILLM.

Совокупность моделей ILHM и ILLM представляет собой модель типа «precipitation-runoff-removal», трансформирующую метеопараметры (осадки и температуру воздуха) в сток и вынос биогенных элементов с водосбора в зависимости от характеристик подстилающей поверхности и интенсивности внешних воздействий естественного и антропогенного характера. При этом в модели ILLM предусмотрен расчет фоновой нагрузки. В соответствии с определением ХЕЛКОМ (Guidelines..., 2015) природная (фоновая) нагрузка биогенными веществами формируется за счет их выноса с необрабатываемых земель и части выноса с обрабатываемых земель, которая происходит независимо от хозяйственной деятельности.

3. Результаты и обсуждение

В качестве входной информации для выполнения расчетов необходимы сведения об осадках и температуре воздуха, площадях различных типов подстилающей поверхности, формирующих рассредоточенный вынос биогенных элементов со стоком, интенсивности точечных источников биогенной нагрузки, атмосферных выпадениях азота и фосфора, количестве домашних животных и птицы на водосборе, а также внесенных минеральных и органических удобрений.

Как отмечалось ранее, с целью информационного обеспечения модели проведена классификация типов подстилающих поверхностей водосбора. Значения концентраций азота фосфора в стоке с различных типов подстилающей поверхности задавалось по данным полевых исследований, проводив-

шихся в 2018 и 2019 годах сотрудниками Института озероведения РАН (Поздняков и др., 2020). Для оценки вклада точечных источников в формирование биогенной нагрузки на озеро использовались данные статистических форм государственной отчетности 2ТП(водхоз). Достаточно высокие значения коэффициентов эмиссии и концентраций в стоке с урбанизированных территорий являются выражением вклада рассредоточенного сельского населения, не имеющего подключения к канализационным сетям и очистным сооружениям (Behrendt and Opitz, 1999). Атмосферная нагрузка задавалась в соответствии с материалами исследований Казанского федерального университета (Минакова и др., 2019), при этом разделение на естественную и антропогенную составляющие не проводилось. Для калибровки модели использовались данные наблюдений за стоком и качеством воды на соответствующих постах государственного мониторинга Росгидромета в замыкающих створах рек Кудьмы и Линды за период с 2008 по настоящее время.

Сельскохозяйственная нагрузка азотом и фосфором на водосборы оценивалась по методике, представленной в работе (Брюханов и др., 2016). Согласно этой методике, в расчетах учитывались следующие основные факторы формирования биогенной нагрузки на сельскохозяйственных полях:

- содержание азота и фосфора в почве, доля их выноса от общего содержания в почве;
- количество азота и фосфора в составе минеральных удобрений и коэффициент их эмиссии;
- количество азота и фосфора в составе органических удобрений и коэффициент их эмиссии;
- удаленность контура сельскохозяйственных угодий от водных объектов;
- тип почв по происхождению;
- тип почв по механическому составу;
- структура сельхозугодий (отношение площадей пашни и многолетних трав, лугов, пастбищ, залежи).

Расчеты сельскохозяйственной нагрузки азотом и фосфором выполнялись только для пилотных водосборов. Для право- и левобережной частей водосбора водохранилища выполнялся пересчет значений нагрузки пропорционально соотношению площадей.

Проведена калибровка модели «precipitation-runoff-removal» на пилотных водосборах рек Кудьмы и Линды, результаты которой представлены ниже. На Рисунке 2 приведены рассчитанные и наблюдаемые слои стока с водосборов р. Линды – с. Васильково и р. Кудьмы – г. Кстово. Значение критерия Нэша-Сатклиффа – 78% для Линды и 67% для Кудьмы, что подтверждает адекватность модели описываемым процессам формирования стока на водосборе.

В Таблице 2 представлены результаты калибровки модели по соответствию средних многолетних значений выноса биогенных элементов

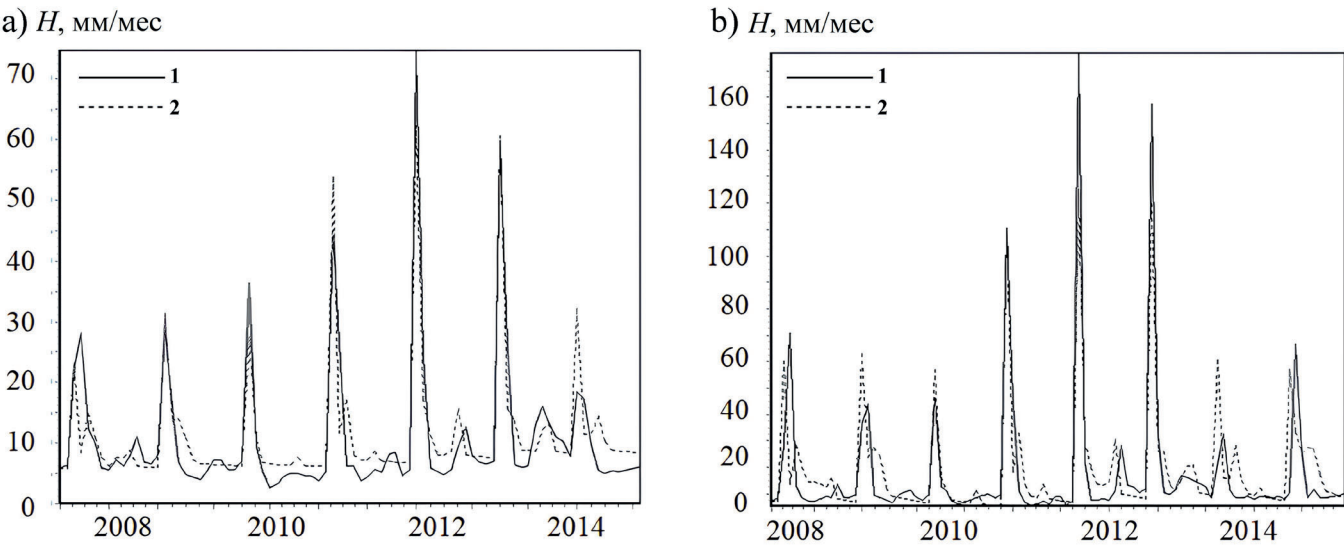


Рис.2. Наблюдаемые (1) и рассчитанные (2) среднемесячные слои стока с водосборов рек Кудьмы (а) и Линды (б).

со стоком в замыкающих створах рек Кудьмы и Линды, которые также подтверждают соответствие результатов моделирования имеющимся данным мониторинга.

При выполнении расчетов выноса азота и фосфора с право- и левобережной частей водосбора Чебоксарского водохранилища использовалась модель, откалиброванная на соответствующих пилотных водосборах. В качестве входной информации о структуре подстилающей поверхности водосбора водохранилища использовались данные дешифрирования космических снимков, о которых говорилось ранее. Отсутствующая информация об источниках антропогенной нагрузки задавалась на основе предположения о пропорциональности нагрузки площадям рассматриваемых водосборов, подверженных антропогенному воздействию. Результаты приближенной оценки биогенной нагрузки на Чебоксарское водохранилище, сделанной по данным моделирования стока и выноса азота и фосфора с пилотных водосборов, представлены в Таблице 3.

Согласно результатам расчетов, средняя многолетняя биогенная нагрузка на Чебоксарское водохранилище в год средней водности приближенно оценивается в 31320 тN/год и 725тP/год. При этом модуль выноса с правобережной части составляет 222 кг N/км²год и 5,6тP/км²год, с левобережной – 262 кг N/км²год и 5,4тP/км²год. Представленные данные моделирования не противоречат результатам других исследований выноса биогенных элементов притоками водохранилища (Ясинский и др., 2020).

4. Заключение

Таким образом, приближенная оценка биогенной нагрузки на крупный водный объект со стороны водосбора, не осященного в достаточной степени наблюдениями мониторинга, возможна при наличии следующих условий:

Таблица 2. Результаты калибровки модели на водосборах рек Кудьмы и Линды по соответствию значений выноса азота и фосфора в замыкающих створах.

Источник информации	Кудьма – створ Кстово		Линда – створ Васильково	
	N _{tot} , т/год	P _{tot} , т/год	N _{tot} , т/год	P _{tot} , т/год
Среднегодовые значения (по данным мониторинга)	715,69	18,00	443,73	9,16
Результаты калибровки	717	18,00	442	9,11

Таблица 3. Результаты приближенной оценки биогенной нагрузки на Чебоксарское водохранилище, сделанной по данным моделирования выноса азота и фосфора с пилотных водосборов.

Результаты расчета	N _{общ}	P _{общ}
Правобережье Чебоксарского водохранилища (площадь – 75687 км², средний многолетний слой стока – 100 мм/год)		
Биогенная нагрузка на водохранилище (т/год)	16729	425
Природная (фоновая) составляющая (т/год)	2287	80,8
Модуль выноса (кг/км²год)	222	5,6
Левобережье Чебоксарского водохранилища (площадь – 56176 км², средний многолетний слой стока 188 мм/год)		
Биогенная нагрузка на водохранилище (т/год)	14591	300
Природная (фоновая) составляющая (т/год)	4111	118
Модуль выноса (кг/км²год)	262	5,4

- Выявлен достаточно хорошо изученный пилотный водосбор-аналог, имеющий пункт гидрологических и гидрохимических измерений в замыкающем створе и схожую с основным водосбором структуру подстилающей поверхности (например, по % площади основных классов подстилающей поверхности);
- Выбранная математическая модель «осадки-сток-вынос» обеспечена информацией об основных источниках биогенной нагрузки на гидрографическую сеть и откалибрована для замыкающего створа пилотного водосбора.

В этом случае отсутствие информация об источниках антропогенной нагрузки на весь водосбор в расчетах может быть компенсировано данными по пилотному объекту. При этом принимается предположение о пропорциональности параметров площади водосборов.

В тоже время необходимо помнить, что в будущих исследованиях для повышения степени достоверности полученные в результате моделирования результаты необходимо сравнить с данными регулярного наземного мониторинга стока и качества воды, которые должны быть организованы на основных притоках водохранилища.

Благодарности

Работа выполнена за счет средств гранта РФФ 22-17-00224 «Формирование гидролого-геохимических процессов на водосборах каскадов Верхне-Волжских и Камских водохранилищ при различных сценариях землепользования и изменениях климата на их территориях»

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

80 лет развития лимнологии в Институте озероведения Российской академии наук. 2023. В: Кондратьев С.А. (ред.). Москва: РАН. DOI: [10.12731/978-5-907645-12-7](https://doi.org/10.12731/978-5-907645-12-7)

Антропогенное эвтрофирование Ладожского озера. 1982. В: Петрова Н.А. (отв. ред.). Ленинград: Наука.

Брюханов А.Ю., Кондратьев С.А., Обломкова Н.С. и др. 2016. Методика определения биогенной нагрузки сельскохозяйственного производства на водные объекты. Технологии и технические средства механизированного производства продукции растениеводства и животноводства 89: 175–183.

Кондратьев С.А., Шмакова М.В. 2019. Математическое моделирование массопереноса в системе водосбор-водоток-водоем. Санкт-Петербург: Нестор-История.

Минакова Е. А., Шлычков А. П., Поздняков Ш. Р. и др. 2019. Оценка величины выпадений биогенных веществ из атмосферы на частный водосбор Куйбышевского водохранилища в пределах Республики Татарстан. Проблемы региональной экологии 1: 34–38.

Минеева Н.М., Семадени И.В., Макарова О.С. 2020. Содержание хлорофилла и современное трофическое состояние водохранилищ р. Волги (2017–2018 гг.). Биология внутренних вод 2: 205–208.

Поздняков Ш.Р., Брюханов А.Ю., Кондратьев С.А. и др. 2020. Перспективы сокращения выноса биогенных элементов с речных водосборов за счет внедрения наилучших доступных технологий (НДТ) сельскохозяйственного производства (по результатам моделирования). Водные ресурсы 47(5): 588–602.

Россолимо Л.Л. 1977. Изменение лимнических экосистем под воздействием антропогенного фактора. Москва: Наука.

Хрисанов Н.И., Осипов Г.К. 1993. Управление эвтрофированием водоемов. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат.

Ясинский С.В., Кашутина Е.А., Сидорова М.В. и др. 2020. Антропогенная нагрузка и влияние водосбора на диффузный сток биогенных элементов в крупный водный объект (на примере водосбора Чебоксарского водохранилища). Водные ресурсы 47(5): 630–648.

Applied methodology for the PLC-6 assessment, Baltic Marine Environment Protection Commission. 2019. HELCOM, Helsinki.

Behrendt H., Dannowski R. 2007. Nutrients and heavy metals in the Odra River system. Weissensee Verlag Publ., Germany.

Behrendt H., Opitz D. 1999. Retention of nutrients in river systems: dependence on specific runoff and hydraulic load. Hydrobiologia 410: 111–122.

Buchhorn M., Bertels L., Smets B. et al. 2020. Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: version 3 Globe 2015-2019: Algorithm Theoretical Basis Document. Zenodo. Dataset v3.0. DOI: [10.5281/zenodo.3938968](https://doi.org/10.5281/zenodo.3938968)

Buchhorn M., Lesiv M., Tsendbazar N.-E. 2020. Copernicus Global Land Cover Layers—Collection 2. Remote Sensing 12(108): 1044. DOI: [10.3390/rs12061044](https://doi.org/10.3390/rs12061044)

Guidelines for the annual and periodical compilation and reporting of waterborne pollution inputs to the Baltic Sea (PLC-Water). 2015. In: Svendsen L.M. (ed.). Helsinki: HELCOM Publ.

Mousaei Sanjerehei M. 2014. Assessment of spectral vegetation indices for estimating vegetation cover in arid and semiarid shrublands. Range Management and Agroforestry 35(1): 91–100.

Pekel J., Cottam A., Gorelick N. et al. 2016. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. Nature 540: 418–422.

Recent near-shore ostracod fauna of the Caspian Sea

Original Article

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGYTkach A.A.*

Laboratory of Pleistocene Paleogeography, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory 1a, Moscow, 119991, Russia

ABSTRACT. The work is based on the E.A. Gofman's collection of recent ostracods. Here we present summarized data on our results of studying 45 near-shore sampling sites and previously published data, which were the first one to investigate the distribution of recent ostracods in the Caspian Sea and to discuss the influence of such factors as bottom sediments type, water temperature and salinity. Overall, distribution of the ostracods in the Caspian Sea shows a remarkable depth control. The near-shore ostracod assemblage of the Caspian Sea indicates shallow water conditions. Predominant species tolerates temperature and salinity seasonal changes. In northern area assemblage is dominated by *Cyprideis torosa* and contains abundant euryhaline species tolerant to reduced salinity ranges reflecting the river influence, significant temperature changes and unstable hydrological regime. In the Central and Southern Caspian Sea, the assemblage is mostly represented by the *Tyrrhenocythere amnicola donetzensis* and other stenohaline species. The analysis of the recent near-shore ostracods of the Caspian Sea allows to conclude that salinity, along with water depth, are the leading factors determining the composition of ostracod assemblages.

Keywords: Ostracoda, Holocene, brackish-water environment, Ponto-Caspian, Caspian Sea

For citation: Tkach A.A. Recent near-shore ostracod fauna of the Caspian Sea // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - P. 142-156. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-142

1. Introduction

The Caspian Sea is the largest enclosed water body in the world. As a Paratethyan remnant it is assumed that many of the modern ostracod species in the Caspian Sea originated from marginal marine environments during the late Neogene (Boomer et al., 2005). The Caspian ostracod fauna of marine origin is constituted by representatives of Leptocytheridae, Hemicytheridae, Loxoconchidae and Xestoleberididae, however, none of them can be assigned to original genera of these families since the endemic taxa have been formed there on the level of genera (with the only exception – *C. torosa*) (Schornikov, 2011b) due to significant paleogeographical events, geographical isolation and unique brackish-water habitat (Mandelshtam et al., 1962; Svitoch, 1991; Rychagov, 1997; Yanina, 2012, etc.). Despite the high-amplitude changes in the sea-level of the Caspian Sea during the Quaternary, its deep-water areas retained a certain volume of water even during regressive episodes and must have acted as refugia (Boomer, 2012).

However, during a highstands, an exchange of fauna occurred – for example, as a result of the connection between the Caspian and the Black Seas through the Manych Strait (Jones and Simmons, 1996; Rögl, 1999; Popov et al., 2006). Some researchers are of the opinion that only coastal shallow-water populations migrated to Azov-Black Sea basin through the Manych Strait. Specimens of deep-water populations could not migrate through a shallow straight (e.g., Schornikov, 2017) that existed at different times in the Quaternary history of the Caspian Sea (Svitoch et al., 2011; Semikolennykh, 2022). Others find a greater similarity between the shallow-water assemblages of the Caspian Sea and the fauna of the Aral Sea; between the deep-water assemblages of the Caspian Sea and the Black Sea (e.g., Boomer, 2012). In total, 26 species of Caspian origin were identified in late Pleistocene and Holocene sediments of the Azov-Black seas, 17 species occurred alive in the river deltas, bays and estuaries (Schornikov, 2011a). The same work notes that three Caspian species invaded in the Aral Sea. They inhabited

*Corresponding author.

E-mail address: alinaberdnikowa@yandex.ru (A.A. Tkach)

Received: May 04, 2024; **Accepted:** May 29, 2024;

Available online: June 19, 2024

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



that area in the 60s of the 20th century, but now only *C. torosa* remains in the Aral Sea.

We encountered some difficulties when attempting to arrive at a homogeneous picture of the ostracod distribution in the Caspian Sea. One of the greatest problems was the retention of open nomenclature for many of the taxa. About 350 species of ostracods are known from the Pliocene and Post-Pliocene deposits of the Caspian basin area. However, most of them are difficult to determine, since it frequently remains uncertain which taxon the authors of publications meant under a certain name (Schornikov, 2011b). The abundance of taxonomic problems is discussed in detail in the Schornikov's work (2017), the following factors were noted as their main reasons of the incorrect identifications: many species were described repeatedly by different researchers and published independently; different forms were described as different species. It is extremely difficult to revise the majority of ostracod species of the Caspian Basin, since the reports and collections, which were the basis for the initial descriptions have been lost or appeared inaccessible. New sampling of sediment from the bottom of the Caspian Sea without equipping large interdisciplinary expeditions, the closedness and fragmentation of available drilling materials for various reasons (like implementation of commercial projects, the search for oil and gas, the conflict of interests of different countries in the Caspian region) still hinder work in this direction, especially for small research groups. Therefore, the Gofman's collection is of great importance. It is the result of the Institute of Geology and Development of Fuels work, devoted to the study of the ecology of ostracods and foraminifera in brackish and freshwater basins. Later, E.A. Gofman was forced to study the stratigraphy of the Jurassic deposits of Mangyshlak, leaving work on the Caspian ostracods unfinished and providing a report (Gofman, 1966) focused on identifying the most favorable conditions for the particular species, as well as determining the habitats of various species of ostracods. As a result, the work with the unique collection material was not completed; some samples needed additional elaboration. In particular, the issues of freshwater ostracods distribution and shallow-water zone along the eastern shore of the Caspian Sea were not covered (Gofman, 1966).

Nowadays, according to the latest estimates the Caspian Sea ostracod fauna is now known to comprise more than 70 species, however only for 16 the soft parts were described (Schornikov, 2011b). Saidova (2014) found 61 species in modern sediments of the Caspian Sea. According to earlier works by Naidina (1968), 23 species of ostracods were found alive in the Caspian Sea. According to Gofman (1966) more than 80 species of ostracods live in the Caspian Sea, 57 of them were identified and 39 were described there in detail. It was noted that to compile the report, data was used from 300 sampling sites from the entire Caspian Sea area (Gofman, 1966). Although for this study we used specimens from the collection that were identified as living by Gofman, we were not convinced that the studied shells were alive at the time of collection.

No soft parts (appendages and other internal organs) preservation was established. Unfortunately, due to the lack of illustrations, it is sometimes difficult to determine which taxa were actually described by Gofman (1966). In addition, certain names have been changed in some cases since the time of publication. For example, Schornikov (1964) considered *Graviacypris* as a junior synonym of *Candona* and, since *Candona elongata* Schweyer would have been a junior homonym of *Candona elongata* Herrick, 1879, he changed its name to *Candona schweyeri* (Boomer et al., 2010; Spadi et al., 2019).

This work is a continuation of the distribution and ecology researches of the modern ostracod species in the Caspian Sea initiated by Gofman (1966). Here an attempt was made to expand our knowledge of the distribution and ecology of some modern ostracod species in the Caspian Sea, however, due to the difficulties and limitations mentioned above, the focus of the work was only on the species that are most widely represented in the studied samples, and those species that was able to be determined unambiguously. Thus, the presented generalization is based on the results of the author's study of the Gofman's collection and analysis of a number of publications devoted to ostracods of the Caspian basin. It should be noted that the current work mainly meets the paleogeographic interests of the Caspian region studying, since the information provided can be used to understand the environmental changes corresponding to the time of sediments accumulation in which the described ostracod species could be found.

2. Materials and methods

The present study is based on the E.A. Gofman's collection of recent ostracods, completed during the spring season in 1964, which is now being stored at the Laboratory of Pleistocene Paleogeography, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University. There are no analogues to this collection, containing ostracod shells of the entire Caspian Sea area.

According to Gofman (1966), a total of 900 samples were initially taken from 300 sampling sites (three samples from each site), but the author received significantly reduced collection. Over the past decades, some of the samples were partially or completely lost, therefore, the quantitative analysis in this study was replaced by a qualitative one. As large areas of the Caspian Sea are shallow, especially in the northern part of the sea nearby Russian shore, we studied the near-shore zone. It includes sampling sites, where water depth is less than 50 m. A total of 45 near-shore sampling sites were studied, where the largest number of ostracod shells have been preserved (Fig. 1, 2).

Ostracods from the bottom sediments of the Caspian Sea (upper ~0–5 cm) were collected during the summer seasons of 1961–1963 with a bottom sampler. For the collection each dry sediment sample weight was 100 g by Gofman. These samples were washed with tap water through a 63 µm sieve, the remaining > 63 µm -size fraction was air-dried. Using a binocular microscope, ostracod shells were hand-picked from

the dried sediment using a fine-tipped brush and transferred to a slide (Krantz-Cells or micro-cells). These shell samples (valves or carapaces) preserved in the collection were studied in the current work.

Here we present summarized data on our results of studying 45 near-shore sampling sites (Fig. 1) combined with published data, which was the first one to investigate the distribution of recent ostracods in the Caspian Sea and to discuss the influence of such factors as bottom sediments type, water temperature and salinity (Gofman, 1966; Schornikov, 1973; Yassini, 1986; Chekhovskaya et al., 2014). For each sampling site water depth, mean annual bottom water temperature and salinity at the time of sampling are available. This data is presented in Fig. 2, 3, 4.

3. Results and Discussion

Following the geographical features (Fig. 2, 3, 4), the samples are combined into three groups – Northern Caspian (Fig. 1, points 1-24, 28, 31, 41, 46-47), Western Caspian (Fig. 1, points 25, 32-40, 42-44), Eastern and Southern Caspian (Fig. 1, points 26-27, 29-30, 45). Since it is impossible to give an exact quantitative assessment, to indicate the frequency the following indexes were used: a – “abundant” for numerous shells of a certain species, c – for “common”, r – for “rare”, s – for “single”. Three coastal ostracod assemblages have been identified (Table 1).

The *C. torosa* assemblage – was identified in the waters of the Northern Caspian Sea. The influence of Volga is significant near its delta, which can be seen at sampling sites 7, 10, 13. Shells of *D. stvensoni* is numerous here – this species is mostly coincided with the stream beds and the river mouths, and inhabits depths up to 8 m with salinity below 7‰ (Fig. 3). *D. stvensoni* is an euryhaline and eurythermal species (Gandolfi et al., 2001), which probably explains its wide occurrence at sampling sites, where seasonal changes in water temperature can reach 24 °C (Gofman, 1966). Shells of freshwater *I. bradyi*, *L. inopinata*, *Cypridopsis* sp. and *Candoninae* spp. were also found at the indicated sampling sites. According to Bronshtein (1947), who described the habitats for the freshwater and slightly brackish species representatives, *I. bradyi* prefers puddles and river oxbows from which it is being transported to rivers. *L. inopinata* inhabits freshwater and brackish-water basins. The occurrence of *D. stvensoni* decreases away from Volga delta area, and *C. torosa* dominates in the assemblage. This trend is slightly less pronounced near the mouth of the Ural River (sampling sites 1, 9, 14). Similar patterns were noted earlier (Naidina, 1968).

The highest abundance of *C. torosa* was noted in the Northern Caspian Sea. It is a highly euryhaline species, occurring from fresh to hyper-

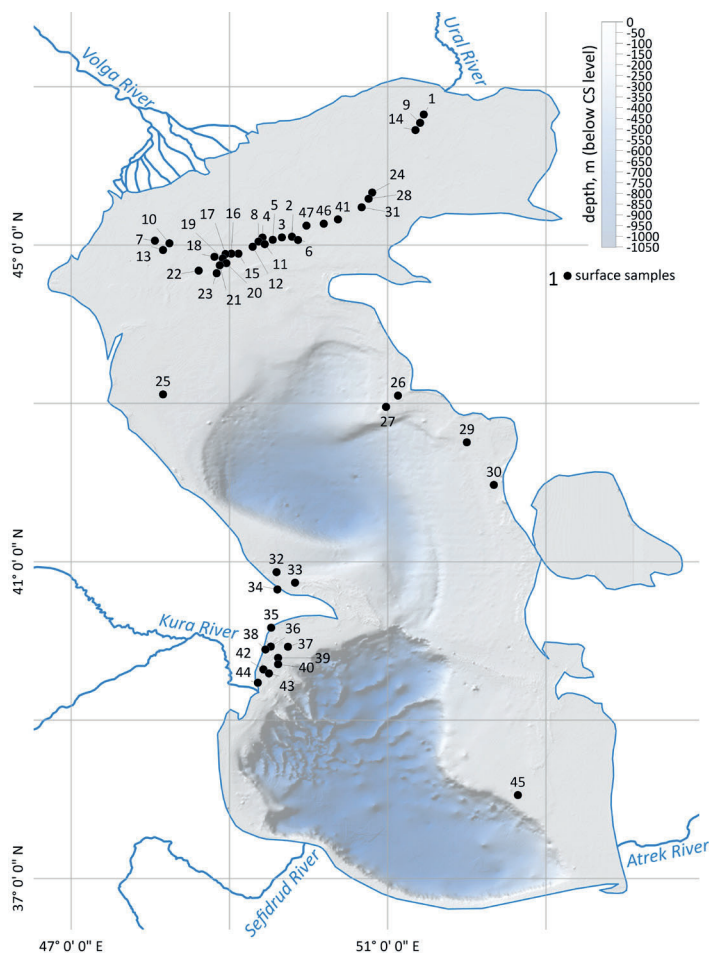


Fig.1. Location of the studied sampling sites.

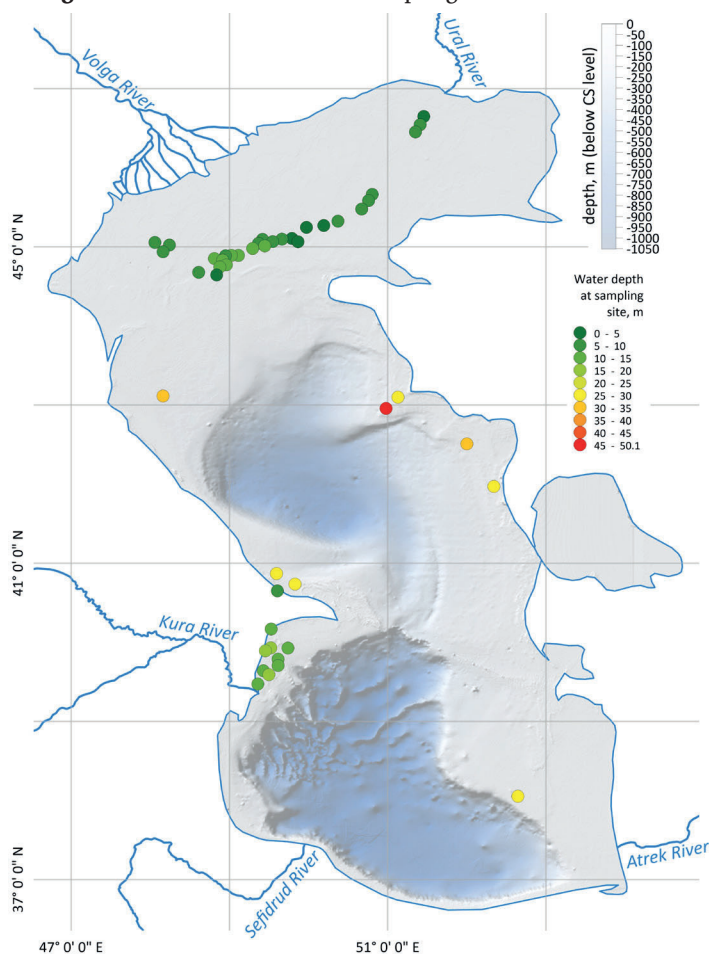


Fig.2. Water depth at the sampling sites.

haline water in Europe, western Asia, and North Africa. According to Gofman (1966), Yassini (1986), Boomer et al. (2005), Chekhovskaya et al. (2014), Berdnikova et al. (2023) etc. in the Caspian Sea this species was recorded at numerous sites at water depth from 0.2 m to 250 m (usually shallower than 50–60 m) across the whole sea area. However, maximum abundance corresponds to 3–5 m depths (sometimes reaching almost 90% of the total assemblage), and decreases with depth. Population peaks were also obtained in the transitional zone from marine to freshwater conditions – owing to its strong hypoosmotic regulation capacity, it is abundant in such environments, where marine species cannot survive due to low salinity, whereas freshwater species cannot survive due to high salinity. In the Aral Sea it is dominant species of shell crustaceans (Schornikov, 1973). Studies by Aladin (1993) showed that *C. torosa* from the White and Barents Seas has marine origin, while its form from the Baltic, Black, Azov, Caspian and Aral seas has freshwater origin.

The high abundance of *C. torosa* in the studied samples in areas of high temperature variability (up to 24 °C), where average annual salinity values differ by 10‰ or more (Fig. 3), may be associated with the large amount of nutrients, since the mixing zone of brackish and fresh waters, rich in zooplankton and phytoplankton, is the most productive. According to Schornikov (1973) *C. torosa* became euryhaline under favorable conditions during colonization of the non-marine basins, which differs greatly from marine conditions. However, as a result, the competitive advantage was lost in marine basins, where the marine fauna is more or less represented in full volume. *C. torosa* becomes abundant in the northern near-shore part of the Caspian Sea with its unstable hydrological regime. Presumably the maximum abundance reaches because of wide salinity range and better adaptability in such conditions. Although *C. torosa* tolerates changes in salinity, it disappears off the eastern coast, where a higher mean annual salinity is observed (Fig. 3).

Almost all species of this assemblage are tolerant to wide changes in salinity – they are able to live both in marine conditions and at low salinity – for example, in estuaries with a salinity up to 5‰ in association with freshwater species. For example, *A. longa* and *A. cymbula* were also found in estuaries in the Black Sea at depths up to 5 m (Zenina et al., 2017). Shallow-water areas of the Caspian Sea are characterized by significant seasonal fluctuations of temperature as well. The species adapt well to changes in temperature, which allows them to live in such conditions. Frequent findings of *C. gracilis*, *E. baquana* and *L. gibboides* only at sampling sites remotest from the large river deltas (sites 12, 15, 22, etc.) allow to conclude that although the species gen-

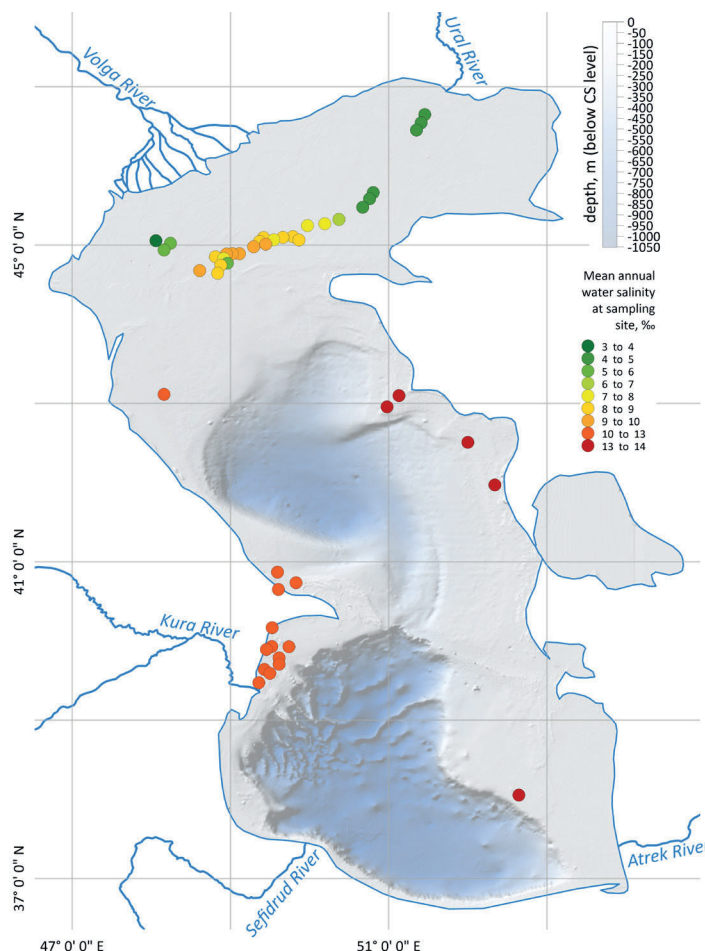


Fig.3. Mean annual bottom water salinity at the sampling sites.

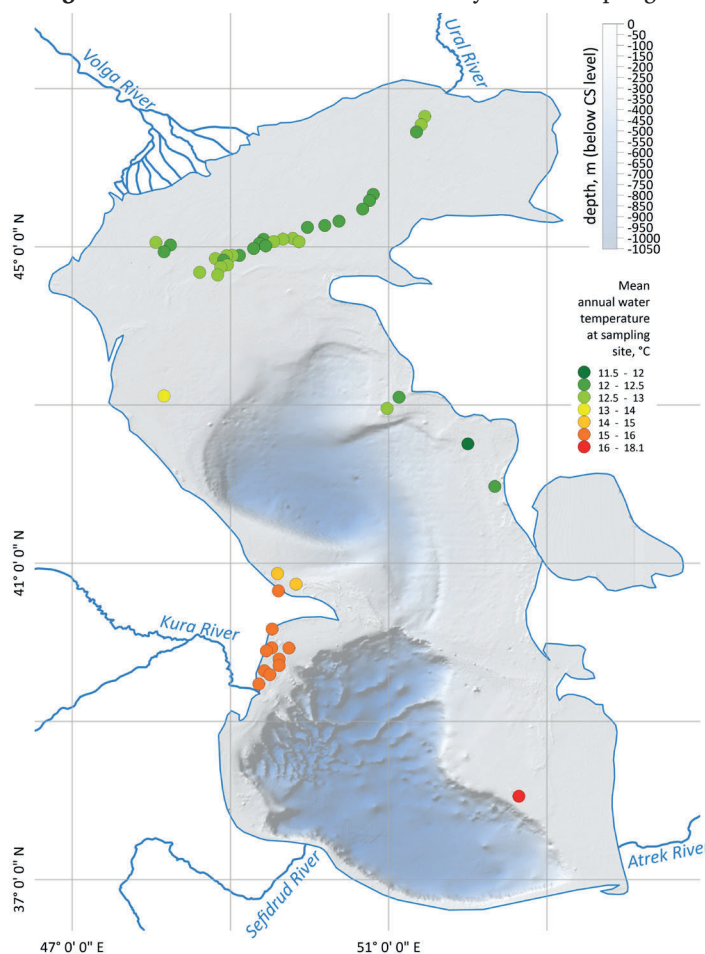


Fig.4. Mean annual bottom water temperature at the sampling sites.

Table 1. The identified near-shore ostracod assemblages

	Northern Caspian	Western Caspian	Eastern and Southern Caspian
	a	a	r
Cyprideis torosa (Jones, 1850)			r
Bakunella dorsoarctuata (Zalanyi, 1929)	s	s	
Candona schweyeri Schornikov, 1964	r	c	c
Cryptocyprideis bogatschovi (Livental, 1929)	s		
Hemicytheria? azerbaidjanica (Livental in Agalarova et al., 1940)	s		c
Paracyprideis ? naph tatschholana (Livental, 1929)	c	a	a
Tyrrenocythere amnicola donetziensis (Dubowsky, 1926)	c	r	c
Loxoconcha gibboides (Livental in Schweyer, 1949)	r		
Loxoconcha immodulata (Stepanaitys, 1958)	c		
Loxoconcha lepida (Stepanaitys, 1962)	s	c	r
Loxoconcha petasa (Livental, 1929)		s	r
Xestoleberis sp.	c	s	
Camptocypris gracilis (Livental, 1929)		c	c
Camptocypris sp.	c	r	s
Euxinocythere baquana (Livental, 1938)	c	r	r
Euxinocythere bosqueti (Livental, 1929)	r		
Euxinocythere relicta (Schornikov, 1964)	c	c	r
Euxinocythere virgata (Schneider, 1962)	r	c	r
Amnocythere caspia (Livental, 1938)	c		
Amnocythere cymbula (Livental, 1929)	r	s	
Amnocythere longa (Negadaev, 1955)	c		
Amnocythere martha (Livental in Agalarova et al., 1940)	c		
Amnocythere pirsagatica (Livental in Agalarova et al., 1940)	c	c	s
Amnocythere? quinque tuberculata (Schweyer, 1949)	r		
Amnocythere reticulata (Schornikov, 1966)	r		
Amnocythere striatocostata (Schweyer, 1949)	r	c	
Amnocythere stepanaitysae (Schneider, 1962)	r		
Amnocythere volgensis (Negadaev, 1957)	c		
Amnocythere sp.	r		
Leptocythere sp.	c	r	c
Darwinula stvensoni (Brady et Robertson, 1870)	c		
Candoninae spp.	r		
Cypridopsis sp.	r		
Ilyocypris bradyi (Sars, 1928)	r		
Limmocythere inopinata (Baird, 1843)	r		
Limmocythere sp.	r		

erally tolerate seasonal changes in water temperature, they prefer salinity of 10–13‰. Representatives of the genus *Loxoconcha*, which do not descend to depth, are also common. Generally, the assemblage shows the extent of the Volga delta influence in Northern Caspian area as well as the importance of seasonal variability of the water parameters.

In the *T. amnicola donetziensis* assemblage, found in the Western Caspian Sea, *C. torosa* is also widely represented (Table 1). The species *T. amnicola donetziensis* is widespread in the Caspian Sea at depths of less than 90–100 m, where it forms assemblages at depths of less than 30 m and salinity ranges from 4 to 13.5‰ (Tkach et al., 2024). It was also found in the Black Sea and the Sea of Azov at salinity less than 5‰ and in brackish and freshwater lakes of Caspian Lowland and Manych Strait (Schornikov, 1973; Zenina et al., 2017). This species is common in the littoral zone and tolerates temperature and salinity seasonal changes. In Northern and Central Caspian Sea both adult specimens and instars were found. In addition, almost all studied samples contained *C. bogatschovi*, *Camptocypria* sp., *A. striatocostata*, *A. caspia*, *A.?* *quinquetuberculata* and *E. virgata*. The species *E. virgata* is often found in samples from the Gofman's collection (Table 1). In the studied sites this species inhabits littoral zone with depths usually less than 30 m and with significant seasonal variation in temperature and salinity. Living species were found

in the Northern Caspian Sea by Maria Zenina in 2013 in water of 25.4–27 °C temperature, 10.02–12.01‰ salinity, pH 7.30–8.33. The species typically inhabits sandy sediments (Tkach et al., 2024). It was also found in Azov-Black Sea in rivers estuaries, limans and lakes with salinity less than 5‰ (Zenina et al., 2017).

Less common in the assemblage of Western Caspian Sea (Table 1) are *E. bosqueti*, *E. baquana* (although finds of *E. baquana* are frequent at sampling sites 32, 37 and 39), and *H. azerbaijanica*. Single specimens of *A. longa* and *C. schweyeri* (sampling sites 32, 33, 34), *C. gracilis* (sampling sites 36, 38, 42) and *L. gibboides* (sampling sites 32, 33) were also found in the Western Caspian Sea. *L. gibboides* is common for water depth less than 90–100 m. This species tolerates temperature changes from 4.5 to 15 °C, prefers salinity 10.5–13.5‰, withstanding dynamic hydrological conditions and salinity decrease down to 7‰ (Gofman, 1966; Yassini, 1986).

The *T. amnicola donetziensis* assemblage identified in the Eastern and Southern Caspian Sea, is different from the community described for the western area (Table 1). Thus, here the species *C. torosa* was not found and recent near-shore assemblage is represented mainly by the species *T. amnicola donetziensis* and stenohaline species like *P. naphatatscholana*, *L. gibboides*, *Camptocypria* sp. u *C. bogatschovi*. The former is generally widespread in the Central and Southern

Caspian Sea, especially its eastern area (Yassini, 1986). The species *C. bogatschovi* inhabits waters with a salinity 12.5–13.25‰; it prefers shelf environments with depths of about 60–200 m (rare findings were noted at depths of less than 30 m and 200–315 m) (Gofman, 1966; Boomer et al., 2005; Chekhovskaya et al., 2014). *L. gibboides* – common for the Eastern Caspian – was found in the Northern Caspian only at depths deeper than 15 m (Fig. 2), probably due to the fact that this species prefers greater depths and/or more saline environment. Findings of various *Leptocythere* sp. are also common along with rare finds of *A. caspia*, *E. bosqueti*, *E. virgata* and *Xestoleberis* sp. Single shells of *E. baquana* and *A.? quinquetuberculata* were found in sample from the site 45 (Fig. 1). Their widespread presence was previously noted in the Caspian Sea, as well as in the Dniester estuary and the Don delta (Naidina, 1968), however, according to the current research, these species are more often found in brackish water environments.

Along the western coast of the Central Caspian species with a thick shell, practically not sculptured, were noted. Such a variability may be related to the higher energy environment (wave action), intense bottom water currents, as well as frequent severe storms in this region. There are no freshwater species in the assemblage mainly due to the absence of large rivers in the area. Although, the smaller number of studied sample sites, compared to the Northern and Western Caspian Sea, should be noted.

The results presented allow to conclude that the recent ostracod fauna of the Caspian Sea changes with distance from the coast with increasing depths in accordance with changes in the bottom water temperature and salinity. In the shallow Northern Caspian Sea, partially frozen in winter and warmed up to 24 °C in summer (Gofman, 1966), samples were taken from depths of up to 20 m (Fig. 2), the mean annual salinity does not exceed 10‰ (Fig. 3) and changes significantly as the influence of fresh water from river runoff weakens. The ostracod assemblage here is represented by species that adapt well to changes in temperature and salinity. Despite the predominance of the species *T. amnicola donetziensis* in the assemblages of the Western, Eastern and Southern Caspian Sea, their composition differs along with water parameters at the sampling sites. The east and south part of the Caspian Sea are areas of the highest salinity (13–14‰) (Fig. 3), although mean annual bottom water temperature here is lower than in the western zone – about 11–13 °C (Fig. 4) (up to 5 °C in winter and 19 °C in summer in the Middle Caspian, up to 11 °C in winter and 25 °C in summer at sampling site 45) (Gofman, 1966). Here we found more thermophilic and stenohaline species. Moreover, due to the greater depth of sampling (25–50 m, Fig. 2), single shells of deep-sea Caspian species were noted here (e.g., *B. dorsoarcuata*), which inhabits depths above 50 m (Gofman, 1966; Yassini, 1986; Boomer et al., 2005; Tkach et al., 2024)).

The assemblage described for the western part of the Caspian Sea, although slightly different in some components to the north and to the south of the

Absheron Peninsula, contains both representatives of the North Caspian community (especially in shallow-water areas) and species most often presented in samples from the eastern part of the sea. Such pattern could be explained by larger depth range of sampling in the Western Caspian (from 0–5 to 35 m), and by different distances of sampling sites from the large river mouths. The analysis of the recent near-shore ostracods of the Caspian Sea allows to conclude that salinity, along with water depth, are the leading factors determining the composition of ostracod assemblages.

4. Conclusions

Distribution of the ostracods in the Caspian Sea shows a remarkable depth control. Overall, the near-shore ostracod assemblage of the Caspian Sea indicates shallow water conditions. The low salinity of the greater part of the near-shore Caspian Sea has forced development of the brackish-fresh water forms. The corresponding near-shore assemblages (e.g. North Caspian) is dominated by *C. torosa* and contains abundant euryhaline species tolerant to reduced salinities, high temperature changes and unstable hydrological regime. At the same time near-shore assemblages of Central and Southern Caspian areas are represented mostly by stenohaline ostracod species, reflecting the unique brackish-water environment of the Caspian Sea.

5. Acknowledgments

This research was funded by Government assignment «Paleogeographical reconstructions of natural geosystems and forecast of their future changes» №121051100135-0. The author is grateful to Maria Zenina for her help and counseling.

Conflict of interests

The authors declare no conflicts of interest.

References

- Aladin N.V. 1993. Salinity tolerance, morphology and physiology of the osmoregulatory organ in Ostracoda with special reference to Ostracoda from the Aral Sea. In: Jones P.J., McKenzie K.G. (Ed.), Ostracoda in the Earth and Life Sciences. Rotterdam, pp. 87-403.
- Berdnikova A., Lysenko E., Makshaev R. et al. 2023. Multidisciplinary Study of the Rybachya Core in the North Caspian Sea during the Holocene. Diversity 15(2): 150. DOI: [10.3390/d15020150](https://doi.org/10.3390/d15020150)
- Boomer I., von Grafenstein U., Guichard F. et al. 2005. Modern and Holocene sublittoral ostracod assemblages (Crustacea) from the Caspian Sea: A unique brackish, deep-water environment. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 225: 173-186. DOI: [10.1016/j.palaeo.2004.10.023](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.10.023)
- Boomer I., Guichard F., Lericolais G. 2010. Late Pleistocene to Recent ostracod assemblages from the western Black Sea. Journal of Micropalaeontology 29: 119-133. DOI: [10.1144/0262-821X10-003](https://doi.org/10.1144/0262-821X10-003)

- Boomer I. 2012. Ostracoda as indicator of climatic and human-influenced changes in the late Quaternary of the Ponto-Caspian Region (Aral, Caspian and Black Seas). *Developments in Quaternary Science* 17: 205-215. DOI: [10.1016/B978-0-444-53636-5.00012-3](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53636-5.00012-3)
- Bronshtein Z.S. 1947. Fauna of USSR. Vol. 2: Crustacean, No. 1: Freshwater Ostracoda. Moscow: Academy of Sciences of Soviet Union. (in Russian)
- Chekhovskaya M.P., Stepanova A.Yu., Khusid T.A. et al. 2014. Late pleistocene-holocene ostracod assemblages of the Northern Caspian Sea shelf. *Oceanology* 54: 212-221. DOI: [10.1134/S0001437014020040](https://doi.org/10.1134/S0001437014020040)
- Gandolfi A., Todeschi E.B.A., Rossi V. et al. 2001. Life history traits in *Darwinula stevensoni* (Crustacea: Ostracoda) from Southern European populations under controlled conditions and their relationship with genetic features. *Journal of Limnology* 60(1): 1-10. DOI: [10.4081/jlimnol.2001.1](https://doi.org/10.4081/jlimnol.2001.1)
- Gofman E.A. 1966. Ecology of Modern and New-Caspian Ostracodes. Moscow: Nauka. (in Russian)
- Jones R., Simmons M. 1996. A review of the stratigraphy of Eastern Paratethys (Oligocene–Holocene). *Bulletin of the British Museum (Natural History). Geology* 52 (1): 25-49.
- Mandelstam M.I., Markova L.P., Rozyeva T.R. et al. 1962. Ostracoda of the Pliocene and Post-Pliocene Deposits of Turkmenistan. Ashkhabad: Iz-vo AN TSSR. (in Russian)
- Naidina N.N. 1968. Podocopida (Order). Ostracoda. In: Birshtein Ya.A., Vinogradova L.G., Kondakova N.N. et al. (Eds.), *Atlas of invertebrates of the Caspian Sea*. Moscow: Pishchevaya promyshlennost. (in Russian)
- Popov S.V., Shcherba I.G., Ilyina L.B. et al. 2006. Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238: 91-106. DOI: [10.1016/j.palaeo.2006.03.020](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.020)
- Rögl F. 1999. Mediterranean and Paratethys, facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene Palaeogeography (Short Overview). *Geologica Carpathica* 50: 339-349.
- Rychagov G.I. 1997. Pleistocene history of the Caspian Sea. Moscow: Moscow State University Publishing House. (in Russian)
- Saidova Kh.M. 2014. Ostracod communities of the Caspian Sea. *Okeanologiya [Oceanology]* 54(3): 349-356. (in Russian)
- Schornikov E.I. 1973. Ostracoda of the Aral Sea. *Zoologichesky zhurnal [Zoological Journal]* 52(9): 1304-1313. (in Russian)
- Schornikov E.I. 2011. Problems of studying Ostracoda of the Caspian basin. *Joannea Geologie und Paläontologie* 11: 177-179.
- Schornikov E.I. 2011. Ostracoda of the Caspian origin in the Azov-Black seas basin. *Joannea Geologie und Paläontologie* 11: 180-184.
- Schornikov E.I. 2017. Taxonomic notes on ostracods of the Ponto-Caspian basin. *Paleontologicheskyy zhurnal [Journal of Paleontology]* 5: 56-63. (in Russian)
- Semikolennykh D.V. 2022. Paleogeography of the Ponto-Caspian straits in the Late Pleistocene. Cand. Sc. Dissertation, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia. (in Russian)
- Spadi M., Gliozzi E., Boomer I. et al. 2019. Taxonomic harmonization of Neogene and Quaternary can-donid genera (Crustacea, Ostracoda) of the Paratethys. *Journal of Systematic Palaeontology* 17(13): 1-34. DOI: [10.1080/14772019.2018.1545708](https://doi.org/10.1080/14772019.2018.1545708)
- Svitoch A.A. 1991. Fluctuations in the level of the Caspian Sea in the Pleistocene (classification and systematic description). In: Shcherbakov F.A., Svitoch A.A. (Ed.), *Paleogeography and geomorphology of the Caspian region in the Pleistocene*. Moscow, pp. 5-100. (in Russian)
- Svitoch A.A., Yanina T.A., Makshaev R.R. et al. 2011. The role of the Manych Straits in the history of the Ponto-Caspian basins. In: *Geology of Seas and Oceans: Proceedings of the XIX International Conference (School) on Marine Geology*, pp. 366-368. (in Russian)
- Tkach A.A., Tkach N.T., Zenina M.A. 2024. Stable oxygen isotopes in modern ostracods from the Caspian Sea. *Journal of Paleolimnology*. DOI: [10.1007/s10933-024-00321-3](https://doi.org/10.1007/s10933-024-00321-3)
- Yanina T.A. 2012. Neopleistocene of the Ponto-Caspian: biostratigraphy, paleogeography, correlation. Moscow: Moscow University Publishing House. (in Russian)
- Yassini I. 1986. Ecology, paleoecology and stratigraphy of ostracods from Late Pliocene and Quaternary deposits of the south Caspian Sea region in north Iran. In: McKenzie K.G. (Ed.), *Shallow Tethys 2*. Rotterdam, pp. 475-497.
- Zenina M.A., Ivanova E.V., Bradley L.R. et al. 2017. Origin, migration pathways, and paleoenvironmental significance of Holocene ostracod records from the northeastern Black Sea shelf. *Quaternary Research* 87 (1): 49-65. DOI: [10.1017/qua.2016.2](https://doi.org/10.1017/qua.2016.2)

Современный прибрежный комплекс остракод Каспийского моря

Оригинальная статья

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGYТкач А.А.*

Лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, Географический факультет,
МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы 1а, Москва, 119991, Россия

АННОТАЦИЯ. Работа основана на материалах изучения коллекции современных остракод Е.А. Гофман. В статье представлено обобщение результатов исследования проб из 45 точек в прибрежной части Каспия и ранее опубликованных данных из работ, положивших начало изучению современных сообществ остракод в Каспийском море и их связи с типом донных отложений, температурой и соленостью воды. Также приведены сведения об экологии видов остракод, раковины которых наиболее часто встречаются в изученных пробах. В целом современный состав фауны остракод Каспийского моря изменяется по мере удаления от берега с возрастанием глубины. Прибрежный комплекс остракод Каспия, главным образом, представлен мелководными видами, которые хорошо переносят сезонные изменения температуры и солености. В северной области в комплексе доминирует *Cyprideis torosa* и присутствуют эвригалинные виды, способные переносить перепады температуры и существенное опреснение – тем самым комплекс отражает влияние впадающих рек и нестабильный гидрологический режим. В Среднем и Южном Каспии в комплексе доминирует *Tyrrhenocythere amnicola donetziensis* и преобладают стеногалинные виды. В целом, проведенный анализ состава прибрежных сообществ Каспийского моря позволяет заключить, что соленость воды наряду с глубиной моря являются ведущими параметрами, определяющими состав комплексов остракод.

Ключевые слова: остракоды, голоцен, солоноватоводная среда, Понто-Каспий, Каспийское море

Для цитирования: Ткач А.А. Современный прибрежный комплекс остракод Каспийского моря // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - С. 142-156. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-142

1. Введение

Каспийское море является крупнейшим в мире замкнутым водоемом. Предполагается, что многие виды остракод, населяющие Каспийское море являются наследием Паратетиса (Boomer et al., 2005), однако они значительно отличаются от своих океанических предков – в основном фауну остракод морского происхождения в Каспии составляют представители семейств Leptocytheridae, Hemicytheridae, Loxosconchidae и Xestoleberididae, которые однако не могут быть обоснованно отнесены к оригинальным родам этих семейств, поскольку на родовом уровне сформировались эндемичные таксоны (исключение составляет лишь вид *C. torosa*) (Schornikov, 2011b), что объясняется существенными палеогеографическими перестройками, периодами длительной географической изоляции и установлением уникаль-

ного солоноватоводного режима (Мандельштам и др., 1962; Свиточ, 1991; Рычагов, 1997; Янина, 2012 и др.). Несмотря на высокоамплитудные изменения уровня Каспийского моря в четвертичное время, его глубоководные районы сохраняли определенный объем воды даже в периоды самых глубоких регрессий, тем самым выступая в роли рефугиумов (Boomer, 2012). Однако в периоды высокого стояния уровня Каспия происходил обмен фауной – например, в результате установления связи с Чёрным морем по Манычскому проливу (Jones and Simmons, 1996; Rögl, 1999; Popov et al., 2006). Одни исследователи (Шорников, 2017) придерживаются мнения, согласно которому экземпляры глубоководной популяции Каспийского моря не могли проникать через мелководные проливы, существовавшие в разное время четвертичной истории Каспия (Свиточ и др., 2011; Семиколенных, 2022), в то время как

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: alinaberdnikowa@yandex.ru (А.А. Ткач)

Поступила: 04 мая 2024; Принята: 29 мая 2024;

Опубликована online: 19 июня 2024

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



прибрежные мелководные популяции мигрировали в Азово-Черноморский бассейн через Манычский пролив (Шорников, 2017). Другие (Boomer, 2012) обнаруживают большее сходство мелководных комплексов Каспийского моря с фауной Арала, а глубоководных комплексов Каспия – с Черным морем, объясняя это общностью палеогеографического развития последних. Всего Е.И. Шорниковым (2011а) было выделено 26 видов остракод каспийского генезиса в рамках работы с плейстоценовыми и голоценовыми отложениями Азово-Черноморского бассейна, только 17 из которых обнаружены им живыми в современных условиях, как правило, в дельтах рек, заливах и лиманах. В той же работе отмечается, что три каспийских инвазивных вида также обнаруживались в Аральском море в 60-х годах XX столетия, где сегодня сохранился лишь эвригалинный вид *C. torosa*.

Формирование целостной картины распространения остракод и их экологии в Каспийском море крайне важно для палеогеографической интерпретации материалов бурения, но сопряжено с серьезными трудностями. Одной из наиболее важных проблем является отсутствие единства мнений относительно систематики остракод Каспийского моря. Из плиоцен-плейстоценовых отложений Каспийского региона известно около 350 видов остракод, большинство из которых определить затруднительно, поскольку зачастую неясно, какой в действительности таксон авторы различных публикаций имели в виду под тем или иным названием (Schornikov, 2011b). Обилие таксономических ошибок подробно рассмотрено в работе Е.И. Шорникова (2017), в качестве их основных причин отмечены следующие факторы: многие виды описывались повторно разными исследователями и независимо публиковались; различия в степени развития структур, выраженности макроскульптуры раковин у отдельных особей принимались за видовые признаки, то есть различные формы описывались как разные виды. Ревизовать большинство видов остракод Каспийского бассейна на текущем этапе изучения крайне затруднительно, поскольку отчеты и коллекции, на основании которых были составлены первоначальные описания, утрачены или труднодоступны. Отбор новых образцов осадка со дна Каспийского моря без снаряжения крупных междисциплинарных экспедиций, закрытость и разрозненность имеющихся материалов бурения в силу разных причин, будь то реализация коммерческих проектов, поиск полезных ископаемых, конфликт интересов разных стран Каспийского региона, по сей день сковывают работы в этом направлении, в особенности, для малых исследовательских групп. На этом фоне особую ценность представляет имеющаяся в распоряжении автора коллекция микрофауны Каспийского моря Е.А. Гофман, которая является результатом работ сотрудников Института геологии и разработки горючих ископаемых, посвященных изучению экологии остракод и фораминифер в солоноватоводных и пресноводных бассейнах. В связи с изменением тематики работ

Е.А. Гофман была вынуждена приступить к изучению стратиграфии юрских отложений Мангышлака, раньше времени оставив работу по Каспию и предоставив отчет (Гофман, 1966), сосредоточенный на выявлении условий, являющихся наиболее благоприятными для расселения того или иного вида, а также на определении ареалов обитания различных видов остракод. В результате, работа с уникальным фактическим материалом не была полностью завершена, остались пробы, которые нуждались в дополнительной проработке. В частности, в иско-мой публикации неосвещенным оказался вопрос распространения пресноводных остракод (Гофман, 1966). Из-за нехватки времени Е.А. Гофман также не удалось изучить остракод, живущих в зоне мелководья вдоль восточного берега Каспия (Гофман, 1966).

Сегодня, по последним оценкам (Schornikov, 2011b), в Каспийском море живет порядка 70 видов остракод, лишь у 16 из которых были описаны мягкие ткани. Х.М. Саидовой (2014) в современных осадках Каспия обнаружен 61 вид. Согласно более ранним работам Н.Н. Найдиной (1968), 23 вида остракод было обнаружено в Каспийском море в живом состоянии. По данным Е.А. Гофман (1966) в Каспийском море живет более 80 видов остракод, 57 из них были определены в работе (Гофман, 1966), и 39 – детально описаны. Также в вышеупомянутой работе отмечено, что для составления отчета использовались данные по 300 точкам со всей акватории Каспийского моря, в которых были обнаружены живые остракоды, однако в рамках данного исследования наличия мягких тканей установлено не было. К сожалению, ввиду отсутствия иллюстраций, определить, какие таксоны в действительности были описаны, порой затруднительно. Кроме того, с момента публикации видовые и родовые названия в некоторых случаях были изменены. Например, Е.И. Шорников показал, что живые экземпляры *Graviacypris elongata* имеют признаки рода *Candona*, и переименовал вид в *Candona schweyeri* Schornikov, 1964 (Boomer et al., 2010; Spadi et al., 2019).

В настоящем исследовании предпринята попытка расширить существующие к настоящему моменту представления о распространении и экологии современных видов остракод в Каспийском море, однако в силу отмеченных выше сложностей и ограничений, в фокусе работы оказались лишь виды, наиболее широко представленные в изученных пробах, и те виды, которые удалось однозначно определить. Таким образом, представленное обобщение основано на результатах авторского изучения коллекции Е.А. Гофман и анализа ряда публикаций, посвященных остракодам Каспийского бассейна. Следует отметить, что проведенная работа, в первую очередь, отвечает палеогеографическим интересам изучения Каспийского региона, поскольку приведенные сведения могут быть использованы для понимания природных обстановок, соответствующих времени накопления толщ осадков, в которых встречаются описанные виды остракод.

2. Материалы и методы

В основу работы положено изучение раковин и створок остракод из коллекции Е.А. Гофман, собранной весной 1964 г. и в настоящий момент находящейся на хранении в научно-исследовательской лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Аналогов данной коллекции, содержащей раковины и створки остракод со всего Каспия, на сегодняшний день не было создано.

Согласно данным отчета (Гофман, 1966), всего изначально было отобрано 900 проб из 300 точек их отбора (по три пробы из каждой точки), однако в распоряжение автора коллекция попала в значительно сокращенном виде. За прошедшие с момента сбора коллекции Е.А. Гофман десятилетия часть проб была частично или целиком утеряна, поэтому за неимением достоверно установленной выборки количественный анализ в рамках данного исследования заменен качественным. Поскольку значимая часть акватории Каспийского моря мелководна (особенно Северный Каспий), фокус данного исследования направлен на изучение прибрежной территории, в которую включен анализ видового состава остракод из тех точек отбора проб, глубина моря в которых составляет менее 50 м. Для этого были отобраны пробы наилучшей сохранности – те, в которых сохранилось наибольшее число раковин остракод. Всего было изучено 45 прибрежных точек отбора проб (Рис. 1, 2).

Поверхностные отложения дна Каспийского моря (верхний ~0–5 см слой, из которого впоследствии была собрана коллекция современных остракод, изучавшаяся в данной работе) были отобраны преимущественно дночерпателями или грунтовыми ударными трубками в летние сезоны 1961–1963 гг. Микрофаунистический анализ Е.А. Гофман проводила на 100 г сухого осадка. В случаях, когда навеска по какой-либо причине отличалась, производился перерасчет на 100 г. После взвешивания образца осуществлялась промывка водопроводной водой на ситах 63 мкм, полученный осадок полностью высушивался, после чего при помощи бинокля раковины и створки остракод вручную отобраны из осадка с помощью кисточки с тонким концом в камеры Кранца (Krantz-Cells, microcells) для последующего их изучения и хранения. К сожалению, как было упомянуто ранее, не весь исходный материал, с которым работала Е.А. Гофман, вошел в коллекцию и имелся в распоряжении автора. В рамках данной работы изучались раковины и створки, сохранившиеся в коллекции.

Для каждой точки отбора проб имеются среднегодовые показатели температуры

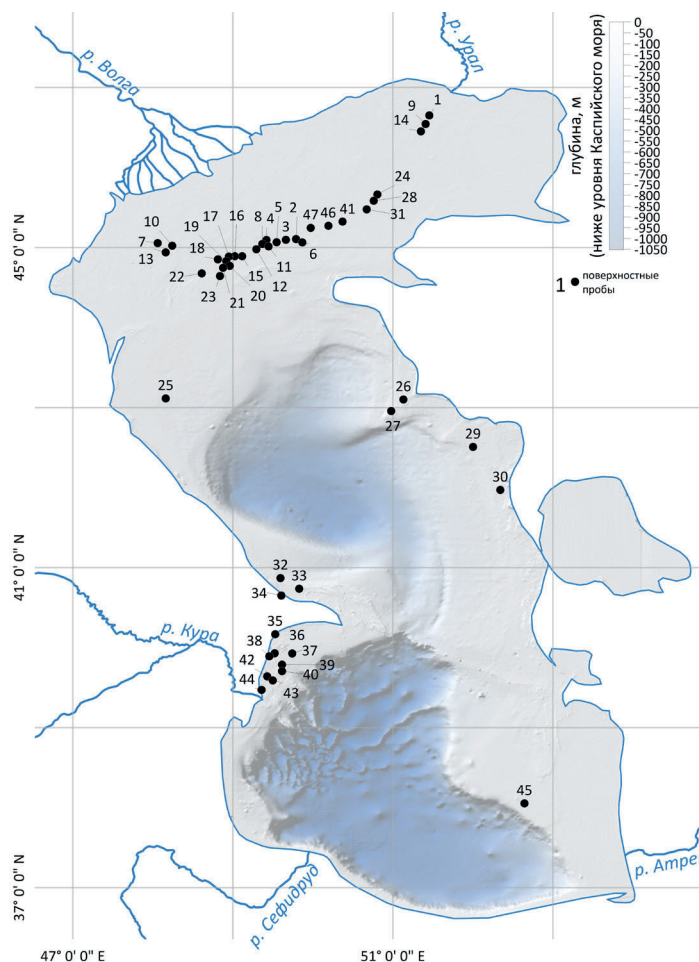


Рис.1. Местоположение изученных точек отбора проб.

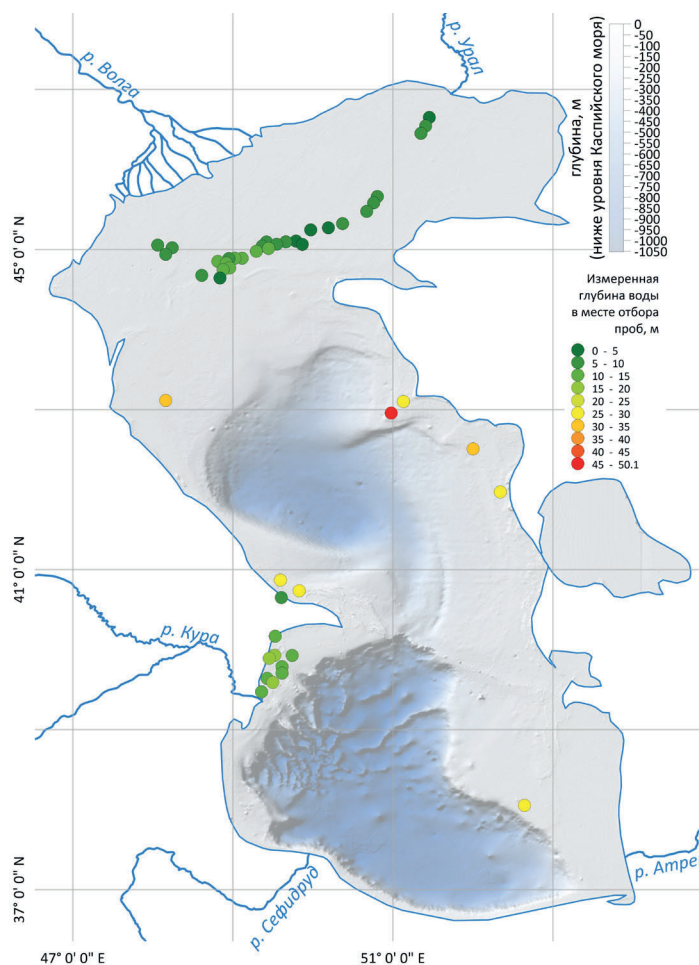


Рис.2. Глубина воды в точках отбора проб.

и солености придонного слоя воды в момент отбора проб, а также данные о глубине моря. Для 45 точек, изученных в настоящем исследовании, эти сведения представлены на Рис. 2, 3, 4.

3. Результаты и их обсуждение

В соответствии с физико-географическими параметрами (Рис. 2, 3, 4) пробы объединены в три группы – Северный Каспий (Рис. 1, точки 1-24, 28, 31, 41, 46-47), Западный Каспий (Рис. 1, точки 25, 32-40, 42-44), Восточный и Южный Каспий (Рис. 1, точки 26-27, 29-30, 45). Поскольку точной количественной оценки привести невозможно, для обозначения частоты встречаемости раковин тех или иных видов в пробах из трех физико-географических регионов использованы условные характеристики (а – от англ. «abundant» многочисленные находки раковин вида, с – «common» частые, r – «rare» редкие, s – «single» единичные). Выявлено три прибрежных сообщества остракод (Таблица 1).

Сообщество *C. torosa* выявлено в акватории Северного Каспия. Вблизи дельты Волги (в точках 7, 10, 13) ярко прослеживается влияние на сообщество пресных вод. Здесь особенно многочисленны находки раковин вида *D. stevensoni*. Этот вид космополит, на изученной акватории приурочен преимущественно к устьям рек, населяет глубины до 8 м при солености до 7‰ (Рис. 3). В целом *D. stevensoni* отличается повышенной устойчивостью к изменениям температуры и солености воды в широком диапазоне (Gandolfi et al., 2001), что, вероятно, и объясняет ее широкую встречаемость в точках отбора проб, где сезонные изменения температуры воды могут достигать 24 °C (Гофман, 1966). Также в указанных точках отбора проб встречены раковины пресноводных видов *I. bradyi*, *L. inopinata*, *Cypridopsis* sp. и *Candoninae* spp. По данным З.С. Бронштейна (1947), описавшего местообитания представителей пресноводных и слабосоленоватых сообществ, *I. bradyi* предпочитает лужи и старицы, откуда зачастую распространяется в реки. В свою очередь, *L. inopinata* также населяет пресноводные и солоноватоводные водоемы. По мере удаления от придельтовых участков встречаемость раковин *D. stevensoni* сокращается, в комплексе доминирует *C. torosa*. Чуть менее выражена эта тенденция вблизи устья р. Урал (точки 1, 9, 14). Похожая закономерность изменения состава остракод отмечалась ранее Н.Н. Найденой (1968).

Наиболее многочисленны в Северном Каспии находки раковин вида *C. torosa*. Это широко эвригалинный вид, встречающийся от пресных до гипергалинных вод Европы, Западной Азии и Северной Африки. По дан-

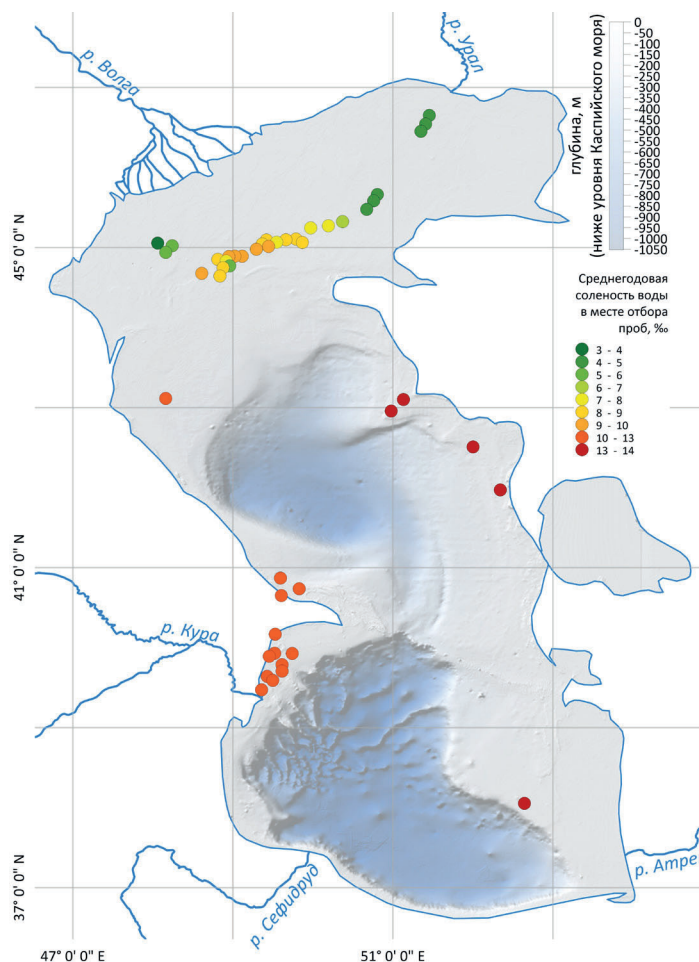


Рис.3. Среднегодовая соленость придонного слоя воды в точках отбора проб.

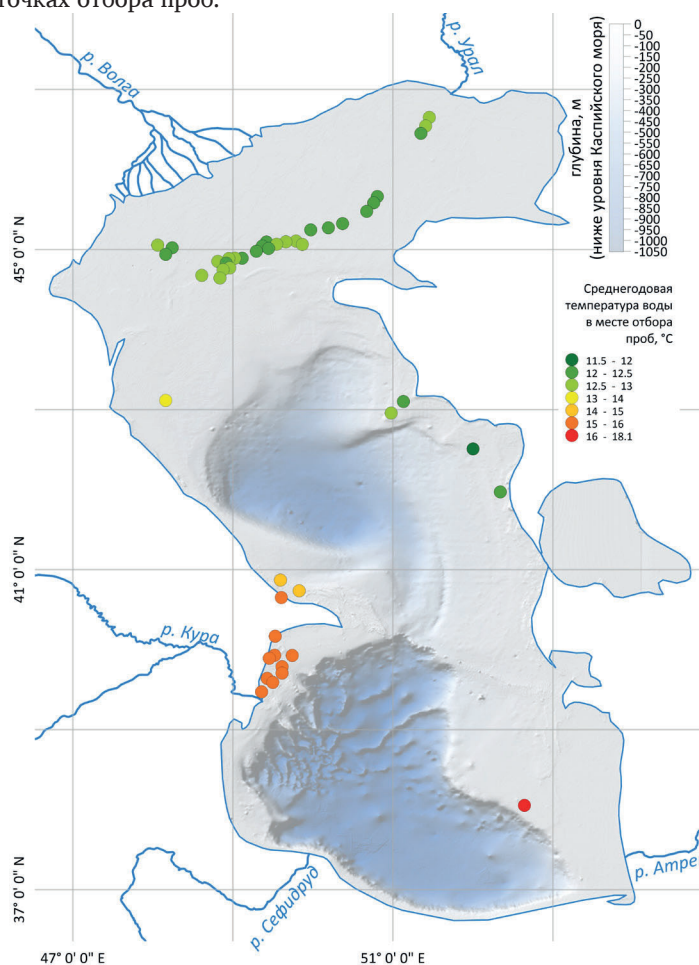


Рис.4. Среднегодовая температура придонного слоя воды в точках отбора проб.

Состав комплекса остракод в целом демонстрирует масштабы влияния Волги на Северный Каспий, а также сезонной изменчивости водной среды.

В сообществе *T. amnicola donetziensis*, обнаруженном в акватории Западного Каспия, широко представлены также вид *C. torosa* (Таблица 1). Вид *T. amnicola donetziensis* крайне широко встречается в Каспийском море на глубинах менее 90–100 м и формирует сообщества на глубинах менее 30 м при солености от 4 до 13.5‰ (Tkach et al., 2024). Помимо Каспия, он отмечался в Черном и Азовском морях при солености менее 5‰, а также в солоноватых и пресноводных озерах Прикаспийской низменности и в районе Манычского пролива (Шорников, 1973; Zenina et al., 2017). Данный вид хорошо переносит сезонные изменения температуры и солености. В Северном и Среднем Каспии встречены как взрослые особи, так и ювенильные экземпляры. Кроме того, практически во всех исследованных пробах обнаружены раковины видов *C. bogatschovi*, *Camptocypria* sp., *A. striatocostata*, *A. caspia*, *A. ? quinquetuberculata* и *E. virgata*. Раковины вида *E. virgata* в целом часто встречаются в пробах коллекции Е.А. Гофман (Таблица 1). На изученных в настоящей работе участках вид населяет литоральную зону и глубины, как правило, менее 30 м, то есть зону, для которой характерны наибольшие сезонные колебания температуры воды и солености. Живые виды были обнаружены М.А. Зениной в Северном Каспии в 2013 году при температуре воды 25.4–27 °С, солености 10.02–12.01‰ и pH 7.30–8.33. На илистых осадках вид, как правило, немногочислен, преобладает на песчаных субстратах (Tkach et al., 2024). Также вид *E. virgata* был обнаружен в Азово-Черноморском регионе в устьях рек, лиманах и озерах с соленостью менее 5‰ (Zenina et al., 2017).

Реже в рассматриваемом сообществе (Таблица 1) встречаются *E. bosqueti* и *E. baquana* (хотя находки последнего вида часты в точках 32, 37 и 39), а также *H. ? azerbaijanica*. В Западном Каспии также были обнаружены единичные экземпляры *A. longa* и *C. schweyeri* (в точках 32, 33, 34), *C. gracilis* (в точках 36, 38, 42) и *L. gibboides* (в точках 32, 33) – вид, характерный для глубин до 90–100 м, предпочитающий грубые грунты, соленость 10.5–13.5‰ и температуры от 4.5 до 15 °С, выдерживающий динамичные гидрологические условия и опреснение до 7‰ (Гофман, 1966; Yassini, 1986).

Сообщество *T. amnicola donetziensis*, выявленное в акватории Восточного и Южного Каспия, несколько отличается от охарактеризованного выше сообщества на западе (Таблица 1). Здесь практически исчезает *C. torosa* и комплекс, помимо *T. amnicola donetziensis*, представлен преимущественно стеногалинными видами вроде *P. ? naphtatscholana*, *L. gibboides*, *Camptocypria* sp. и *C. bogatschovi*. Первый в целом широко распространен в Среднем и Южном Каспии, особенно его восточной периферии (Yassini, 1986), а последний, как правило, населяет воды с соленостью около 12.5–13.25‰, в целом вид предпочитает шельфовые обстановки с глубинами порядка

60–200 м (редкие находки отмечены на глубинах менее 30 м и 200–315 м) (Гофман, 1966; Boomer et al., 2005; Chekhovskaya et al., 2014). В свою очередь, вид *L. gibboides*, часто встречаемый в пробах из Восточной акватории Каспия, в Северном Каспии был обнаружен лишь на глубинах свыше 15 м (Рис. 2), что, вероятно, обусловлено тем фактом, что этот вид предпочитает большие глубины и/или более соленую воду. Нередки и находки различных *Leptocythere* sp. В изученных пробах из Восточной акватории также отмечены редкие находки раковин *A. caspia*, *E. bosqueti*, *E. virgata* и *Xestoleberis* sp. Единичные *E. baquana* и *A. ? quinquetuberculata* были обнаружены в Южном Каспии в точке 45 (Рис. 1). Н.Н. Найдина (1968) отмечала ранее их повсеместное присутствие в Каспийском море, а также в Днестровском лимане и дельте Дона, однако по данным автора эти виды чаще встречаются в солоноватоводной среде.

В целом вдоль восточного побережья Среднего Каспия отмечены виды с уплотненной, практически не скульптурированной раковиной, что может объясняться характером грунта, более интенсивными волновым воздействием и придонными течениями, а также частыми сильными штормами в этом регионе. В комплексе отсутствуют пресноводные виды, преобладают остракоды, характерные для солоноватоводных условий Каспия, главным образом, из-за отсутствия здесь крупных рек, оказывающих опресняющее воздействие. Однако следует отметить, что в указанной части акватории изучено меньшее количество точек отбора проб по сравнению с Северным и Западным Каспием.

Приведенные результаты позволяют заключить, что современный состав фауны остракод Каспийского моря изменяется по мере удаления от берега с возрастанием глубин в соответствии с изменениями температуры и солености придонной толщи воды. В мелководном Северном Каспии, замерзающим зимой и прогревающимся до 24 °С летом (Гофман, 1966), где пробы отобраны с глубин до 20 м (Рис. 2), среднегодовая соленость, как правило, не превышает 10‰ (Рис. 3) и существенно изменяется по мере ослабления влияния пресных вод речного стока, сообщество остракод представлено видами, которые хорошо приспосабливаются к изменениям температурного режима и в большей или меньшей степени толерантны к изменению солености. Несмотря на преобладание в сообществах Западного, Восточного и Южного Каспия вида *T. amnicola donetziensis*, их состав, как и характеристики водной среды в точках отбора изученных проб, отличаются. Восток и юг Каспия – это участки наиболее высокой солености, достигающей 13–14‰ (Рис. 3), хотя среднегодовые температуры здесь ниже, чем на западном участке (Рис. 4), порядка 11–13 °С (до 5 °С зимой и 19 °С летом в Среднем Каспии, до 11 °С зимой и 25 °С летом в точке 45 (Гофман, 1966)). Это также область обнаружения наибольшего числа раковин более теплолюбивых и стеногалинных видов. Более того, в силу большей глубины отбора проб (25–50 м, Рис. 2)

здесь отмечены единичные находки глубоководных Каспийских видов, например, *B. dorsoarcuata*, которые населяют глубины свыше 50 м (Гофман, 1966; Yassini, 1986; Boomer et al., 2005; Tkach et al., 2024). В свою очередь, сообщество, описанное для западного участка Каспийского моря, хотя незначительно отличается по составу некоторых компонентов к северу и югу от Апшеронского полуострова, содержит как представителей сообщества Северного Каспия (особенно, на мелководных участках), так и виды, чаще всего присутствующие в пробах из восточной акватории. Вероятно, это обусловлено большим глубинным диапазоном отбора проб в Западном Каспии: с глубин от 0–5 до 35 м, а также разной удаленностью точек отбора проб от мест впадения крупных рек. В целом, проведенный анализ состава прибрежных сообществ Каспийского моря позволяет заключить, что соленость воды наряду с глубиной моря являются ведущими параметрами, определяющими состав комплексов остракод.

4. Заключение

Анализ многочисленных проб из коллекции Е.А. Гофман позволяет проследить характер изменений в составе современного микрофаунистического комплекса остракод в Каспийском море в пространстве – по мере удаления от берега с возрастанием глубины. В целом описаны остракоды, характерные для мелководных условий. Низкая соленость большей части изученной акватории Каспия до глубин 50 м обусловила широкое развитие видов, толерантных к заметному опреснению. Так, в акватории Северного Каспия доминирует вид *C. torosa* и наблюдается присутствие многочисленных эвригаллиных видов, устойчивых к пониженной солености, высоким температурным изменениям и нестабильному гидрологическому режиму. В то же время прибрежные комплексы Среднего и Южного Каспия представлены более стеногалинными видами остракод, отражающими уникальную солоноватоводную среду Каспийского моря.

Благодарности

Работа выполнена в рамках ГЗ «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений» №121051100135-0. Автор глубоко благодарен к.б.н. М.А. Зениной за ее помощь и многочисленные консультации.

Конфликт интересов

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

Бронштейн З.С. 1947. Фауна СССР. Т. 2. Вып. 1. Ракообразные. Ostracoda пресных вод. Москва: Изд-во АН СССР.

Гофман Е.А. 1966. Экология современных и новокаспийских остракод Каспийского моря. Москва: Наука.

Мандельштам М.И., Маркова Л.П., Розьева Т.Р. и др. 1962. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Туркменистана. Ашхабад: Изд-во АН Туркменской ССР.

Найдина Н.Н. 1968. Отряд ракушковые. Ostracoda. В: Бирштейн Я.А., Виноградова Л.Г., Кондакова Н.Н. и др. (ред.), Атлас беспозвоночных Каспийского моря. Москва, С. 187-213.

Рычагов Г.И. 1997. Плейстоценовая история Каспийского моря. Москва: Изд-во МГУ.

Саидова Х.М. 2014. Сообщества остракод Каспийского моря. Океанология 54(3): 349-356.

Свиточ А.А. 1991. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание). В: Щербаков Ф.А., Свиточ А.А. (Ред.), Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. Москва, С. 5-100.

Свиточ А.А., Янина Т.А., Макшаев Р.Р. и др. 2011. Роль проливов Маныча в истории Понто-Каспийских бассейнов. В: Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной конференции (Школы) по морской геологии, С. 366-368.

Семиколенных Д.В. 2022. Палеогеография проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене. Кандидатская диссертация, Институт географии РАН, Москва, Россия.

Шорников Е.И. 1973. Остракоды Аральского моря. Зоологический журнал 52(9): 1304-1313.

Шорников Е.И. 2017. Таксономические замечания в отношении остракод Понто-Каспийского бассейна. Палеонтологический журнал 5: 56-63.

Янина Т.А. 2012. Неоплейстоцен Понто-Каспия: био-стратиграфия, палеогеография, корреляция. Москва: Изд-во Московского университета.

Aladin N.V. 1993. Salinity tolerance, morphology and physiology of the osmoregulatory organ in Ostracoda with special reference to Ostracoda from the Aral Sea. In: Jones P.J., McKenzie K.G. (Ed.), Ostracoda in the Earth and Life Sciences. Rotterdam, pp. 87-403.

Berdnikova A., Lysenko E., Makshaev R. et al. 2023. Multidisciplinary Study of the Rybachya Core in the North Caspian Sea during the Holocene. Diversity 15(2): 150. DOI: [10.3390/d15020150](https://doi.org/10.3390/d15020150)

Boomer I., von Grafenstein U., Guichard F. et al. 2005. Modern and Holocene sublittoral ostracod assemblages (Crustacea) from the Caspian Sea: A unique brackish, deep-water environment. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 225: 173-186. DOI: [10.1016/j.palaeo.2004.10.023](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.10.023)

Boomer I., Guichard F., Lericolais G. 2010. Late Pleistocene to Recent ostracod assemblages from the western Black Sea. Journal of Micropalaeontology 29: 119-133. DOI: [10.1144/0262-821X10-003](https://doi.org/10.1144/0262-821X10-003)

Boomer I. 2012. Ostracoda as indicator of climatic and human-influenced changes in the late Quaternary of the Ponto-Caspian Region (Aral, Caspian and Black Seas). Developments in Quaternary Science 17: 205-215. DOI: [10.1016/B978-0-444-53636-5.00012-3](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53636-5.00012-3)

Chekhovskaya M.P., Stepanova A.Yu., Khusid T.A. et al. 2014. Late pleistocene-holocene ostracod assemblages of the Northern Caspian Sea shelf. Oceanology 54: 212-221. DOI: [10.1134/S0001437014020040](https://doi.org/10.1134/S0001437014020040)

Gandolfi A., Todeschi E.B.A., Rossi V. et al. 2001. Life history traits in *Darwinula stevensoni* (Crustacea: Ostracoda) from Southern European populations under controlled conditions and their relationship with genetic features. Journal of Limnology 60(1): 1-10. DOI: [10.4081/jlimnol.2001.1](https://doi.org/10.4081/jlimnol.2001.1)

Jones R., Simmons M. 1996. A review of the stratigraphy of Eastern Paratethys (Oligocene–Holocene). *Bulletin of the British Museum (Natural History). Geology* 52 (1): 25-49.

Popov S.V., Shcherba I.G., Ilyina L.B. et al. 2006. Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238: 91-106. DOI: [10.1016/j.palaeo.2006.03.020](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.020)

Rögl F. 1999. Mediterranean and Paratethys, facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene Palaeogeography (Short Overview). *Geologica Carpathica* 50: 339-349.

Schornikov E.I. 2011. Problems of studying Ostracoda of the Caspian basin. *Joannea Geologie und Paläontologie* 11: 177-179.

Schornikov E.I. 2011. Ostracoda of the Caspian origin in the Azov-Black seas basin. *Joannea Geologie und Paläontologie* 11: 180-184.

Spadi M., Gliozzi E., Boomer I. et al. 2019. Taxonomic harmonization of Neogene and Quaternary candonid genera (Crustacea, Ostracoda) of the Paratethys. *Journal of Systematic Palaeontology* 17(13): 1-34. DOI: [10.1080/14772019.2018.1545708](https://doi.org/10.1080/14772019.2018.1545708)

Tkach A.A., Tkach N.T., Zenina M.A. 2024. Stable oxygen isotopes in modern ostracods from the Caspian Sea. *Journal of Paleolimnology*. DOI: [10.1007/s10933-024-00321-3](https://doi.org/10.1007/s10933-024-00321-3)

Yassini I. 1986. Ecology, paleoecology and stratigraphy of ostracods from Late Pliocene and Quaternary deposits of the south Caspian Sea region in north Iran. In: McKenzie K.G. (Ed.), *Shallow Tethys 2*. Wagga Wagga, pp. 475-497.

Zenina M.A., Ivanova E.V., Bradley L.R. et al. 2017. Origin, migration pathways, and paleoenvironmental significance of Holocene ostracod records from the northeastern Black Sea shelf. *Quaternary Research* 87 (1): 49-65. DOI: [10.1017/qua.2016.2](https://doi.org/10.1017/qua.2016.2)

Vertical distribution of annual water temperature maxima in the southern coastal zone of Lake Baikal

Original Article

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGYNaumenko M.A.¹, Guzivaty V.V.¹, Lovtsov S.², Troitskaya E.S.³, Budnev N.²¹ Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences – St. Petersburg Federal Research Center, Russian Academy of Sciences, Sevastyanova Str., 9, St. Petersburg, 196105, Russia² Research Institute of Applied Physics of Irkutsk State University, Gagarin Blvd, 20, Irkutsk, 664033, Russia³ Limnological Institute Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Batorskaya Str., 3, Irkutsk, 664033, Russia

ABSTRACT. It is frequently observed that an extreme event, such as a temperature maximum, has a greater impact on a lake ecosystem than changes in average conditions. For the first time, we examine the vertical variability of annual water temperature maxima (AWTM) and dates of their occurrence based on *in-situ* measurements of water temperature with discreteness of 15 minutes for a stable stratification period over eleven years (since 2005 to 2016 except 2009) in the southern coastal zone of Lake Baikal with a bottom depth of 545 m. The estimated statistical characteristics clearly distinguish various features of the vertical distribution of AWTM. There are significant time shifts (about 86 days) between the uppermost horizon (about 15 m) and the lowest 300 m horizon. The average maximum annual temperatures (15 °C) decrease from the upper horizon to a temperature of 4 °C at 300 m depth. To quantify changes in the annual maximum water temperature, the empirical functions were constructed to estimate relationships between AWTM, dates of their occurrence and depth. These dependencies are not linear and verified by independent data. They have fairly high coefficients of determination.

Keywords: annual water temperature maxima, vertical distribution, Lake Baikal

For citation: Naumenko M.A., Guzivaty V.V., Lovtsov S., Troitskaya E.S., Budnev N. Vertical distribution of annual water temperature maxima in the southern coastal zone of Lake Baikal // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - P. 157-170. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-157

1. Introduction

The current knowledge of thermal structure and interannual variability in large lake require much more simulations and observations than available today (Beletsky et al., 2006). Especially, it concerns a large dimictic lake, Lake Baikal, with the biggest depth and largest freshwater volume among the world's lakes (Minoura, 2000; Sherstyankin et al., 2006). According to many publications, it is known that the lakes in the world are exposed to climate change (Adrian et al., 2009; O'Reilly et al., 2015). In fact, during the last 30-year period, the water surface temperature of world lakes increased, ice-covered period decreased, date and duration of stratification period changed. The Lake Baikal ecosystem is undergoing rapid change on a local and global scale (Hampton et al., 2008; Izmet'seva et al., 2016). The vertical and horizontal exchange of heat and momentum determines the distribution of water temperature from surface to bottom. Quantification of hydrophysical processes is necessary to understand

the changes in many aquatic processes. For these reasons, as well as for monitoring climatological temperature conditions in lakes, knowledge of the spatial and temporal distribution of lake water temperature can be extremely valuable (Carpenter et al., 2011).

The thermal regime of a large dimictic lake is determined by the seasonal course of heat input to the water surface, the interaction of the moving air layer with water, and the propagation of heat into the depths of the lake. Dimictism of the lake stratum is manifested in the fact that the lake is stirred twice a year from the surface to the bottom due to the anomaly of fresh water density at a temperature of 3.98°C on the surface. Usually, between two basic mixing events, the lake is stable and stratified for a few months. The classic three-layer vertical temperature distribution is formed: 1) the surface mixed layer (epilimnion), 2) the middle layer with big vertical temperature gradients (metalimnion) and 3) the bottom layer, which is colder, and denser than every upper layer (hypolimnion) (Boehrer and Schultze, 2008).

*Corresponding author.

E-mail address: m.a.naumenko@mail.ru (M.A. Naumenko)

Received: May 14, 2024; **Accepted:** June 05, 2024;

Available online: June 19, 2024

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



Usually, the annual maximum temperature on the water surface layer $T_{\max}$ occurs in the middle of summer. In Lake Baikal, due to its huge size, the annual water temperature maxima (AWTM) near the shore is observed in late July-August and in the open parts of the lake in August-September. The largest vertical temperature and density gradients arise during the heating period in metalimnion, 20–30 days before the surface water temperature reaches its maximum (Naumenko and Guzivaty, 2022). Then the cooling begins, initiating convective mixing, which accelerates the deepening of the epilimnion, and the gradients decrease. Heat is transferred to the underlying horizons, resulting in a shift of temperature maxima to greater depths and a decrease in their values. On every date, the penetration of heat to underlying horizons can be traced as the deepening of annual water temperature maxima from surface layer to bottom on a certain vertical (James, 1971; Stepanenko et al., 2018). In autumn, when the heat reaches the bottom, the overturn (that is, a vertical isothermia) arises, and the temperature at the bottom becomes the highest for the year in the large dimictic lake.

Seasonal variations in thermal stratification can influence phytoplankton and zooplankton population dynamics (Eckert and Walz, 1998; Brandão et al., 2012). The vertical extent of the epilimnion (i.e., the mixed layer depth) and the magnitude of the thermal gradient in the water column affect plankton growth and primary production (Vincent et al., 1984; O'Brien et al., 2003; Brighenti et al., 2015) and thereby regulate light penetration and internal nutrient loading. Thus, the absolute annual maximum temperature $T_{\max}$ and time of occurrence of annual peak at $t_{T_{\max}}$ at certain depth $Z_{T_{\max}}$ are to influence the position of the chlorophyll concentration maximum during the seasonal course of the lake ecosystem parameters. Therefore, the deepening of the temperature maximum in stratified lakes can be considered not only as an important hydrophysical process but also as a parameter influencing the structure of the ecosystem. Moreover, the climatic maxima change may affect fish populations and communities (Gillis et al., 2021).

Obviously, knowledge of the magnitude and date of onset of temperature maxima at different horizons is necessary to understand changes in many water processes in different types of lakes. There are publications about the importance of these extreme events (Sharma et al., 2008; Minns et al., 2018; Ptak et al., 2019; Dokulil et al., 2021), and unfortunately, they practically concern only surface water temperature except for the article (Hondzo and Stefan, 1996), which deals with the bottom temperature.

There are no publications about the vertical distribution of AWTM in dimictic lakes, in particular in the deep regions of Lake Baikal. The interannual variability of temperature and the depth of occurrence of the mesothermal maximum temperature during the period of winter stratification in Lake Baikal are considered in the article (Aslamov et al., 2024). The only two articles on the distribution of maximum water tem-

peratures in the coastal zone of Lake Baikal concern the bottom depths of 15 meters or less (Rossolimo, 1957; Fedotov and Khanaev, 2023). Therefore, the objective of this study was to present for the first time the data of annual water temperature maxima $T_{\max}$ by using stationary long-term high-precision temperature measurements at different horizons (since 2005 to 2016 except 2009) referring to the bottom depths up to 500 m in the southern coastal zone of Lake Baikal. After analyzing the observed vertical temperature profiles data sets the empirical relationship between both the absolute annual maximum temperature $T_{\max}$ and the date $t_{T_{\max}}$ and depth of its appearance $Z_{T_{\max}}$ were established.

2. Data and Study area

Lake Baikal has been studied extensively since 1990, when the Baikal International Center for Ecological Research (BICER) was created. Stationary long-term high-precision temperature measurements have been carried out since March 1999 by Research Institute of Applied Physics of Irkutsk State University in cooperation with the Swiss Federal Institute of Environmental Science and Technology (EAWAG) and Limnological Institute SB RAS on the base of the Lake Baikal Neutrino Experiment (Baikal Neutrino Telescope NT200+ in operation) (Aynutdinov et al., 2009). Several stations were set up in the southern coastal zone of the lake.

We used data from the buoy station closest to shore at a distance of 1.0 km and a bottom depth of 550 m (Fig. 1a). Seven temperature loggers distributed along the lake bed and 15 m deep recorded the temperature profile throughout the year at 15 min intervals for eleven years from 2005 to 2016 (except 2009). Measurement horizons were: 1) 14.7 to 26.5 m, 2) 50 to 52.3 m, 3) 100 to 102.3 m, 4) 150 to 152.3 m, 5) 200 to 202.3 m, 6) 250 to 252.3 m, and 7) 300 to 302.3 m. The characteristics of the measurements performed are given in Aslamov et al., 2024. Some of the variation in logger depths is due to technical difficulties in installation from year to year. Figure 1a shows the location of the buoy station in Southern Baikal, near Cape Ivanovsky (51°47'22.7" N, 104°24'53.4" E).

The average bottom slope in the station area is 33° (Bathymetric map..., 2024), which exceeds the critical value for sliding processes (Hakanson and Jansson, 2002). This indicates that both the sliding of water masses and the movement of substances can occur on this slope.

The southern part of Lake Baikal has pronounced peculiarities associated with the influence of the bordering shores with various heights and wind action in the semi-enclosed area of the lake. As Kozhova and Izmest'eva (1998) reported, in the southern part of Lake Baikal, strong northwestern winds disrupt often the summer stratification, generating cold-water upwellings along the western coast and causing surface water temperatures to plunge to 4 °C from 14° to 16 °C within hours. Strong winds can accelerate the mixing, and some warm pulses, followed by a return to 4 °C,

can cause the thermocline to disappear. A well-mixed surface layer is formed by coastal downwelling due to inshore Ekman transport generated by a wind blowing parallel to the coast.

3. Results and Discussion

3.1. Basic features of vertical distribution of annual water temperature maxima in the southern coastal zone

The timing of the annual surface temperature maximum $t_{T_{\max}}$ is the most active period for the air-lake surface interaction (Naumenko and Guzivaty, 2022). The dates are important phenological indicators for assessing the long-term change in the thermal regime of large lakes, in particular Lake Baikal. Long-term year-round temperature measurements at certain horizons allow precise identification of key temperatures in the thermal cycle of Lake Baikal. For every available horizon (usually from 15–19 m to 300 m), both the maximum temperature $T_{\max}$ and its date $t_{T_{\max}}$ were estimated in the southern coastal zone of Lake Baikal based on the dataset used. This was done for the stable stratification period over eleven years, from 2005 to 2016, except 2009. Fig.1 shows the seasonal course of water temperature for two different data sets, namely the very cold stratification period and the very warm period. As the depth of measurement increases, the temperature change from higher to lower values is clearly visible. Obviously, there is a significant difference in temperature and the timing of the occurrence of maximum temperatures $t_{T_{\max}}$ at the two upper horizons, while at the lower horizons, these differences are much smaller. As for upwelling, it can be recognized by a sharp decrease in temperature in the upper horizons (Troitskaya et al., 2023).

In general, the most pronounced shape of the temperature graph for the upper layer of the lake has the shape of a pointed peak each year. It is well known that Lake Baikal is a typical dimictic lake up to a depth of the active layer of 200–300 m, where the annual seasonal temperature fluctuations are observed (Shimaraev, 1977; Shimaraev et al., 1994; Shimaraev et al., 2012).

The deeper temperature structure demonstrates more gentle curves with a short maximum period. At a depth of more than 100 m, seasonal fluctuations are insignificant (Fig. 1).

The statistical characteristics of the parameters of annual temperature maxima $T_{\max}$ and the dates of their occurrence $t_{T_{\max}}$ for the coastal zone of Southern Baikal are given in Table 1.

The annual maximum water temperatures in the years 2005–2016 varied from 10.9 °C in 2010 to 18.2 °C in 2005 at the highest horizon of about 20 m (Fig. 1). The average maximum annual temperature (15 °C) decreases from the upper horizon to a maximum density of 4 °C at a depth of 300 m. The smallest variability in maximum water temperatures was observed at the same depth. The interannual $T_{\max}$ range decreased dra-

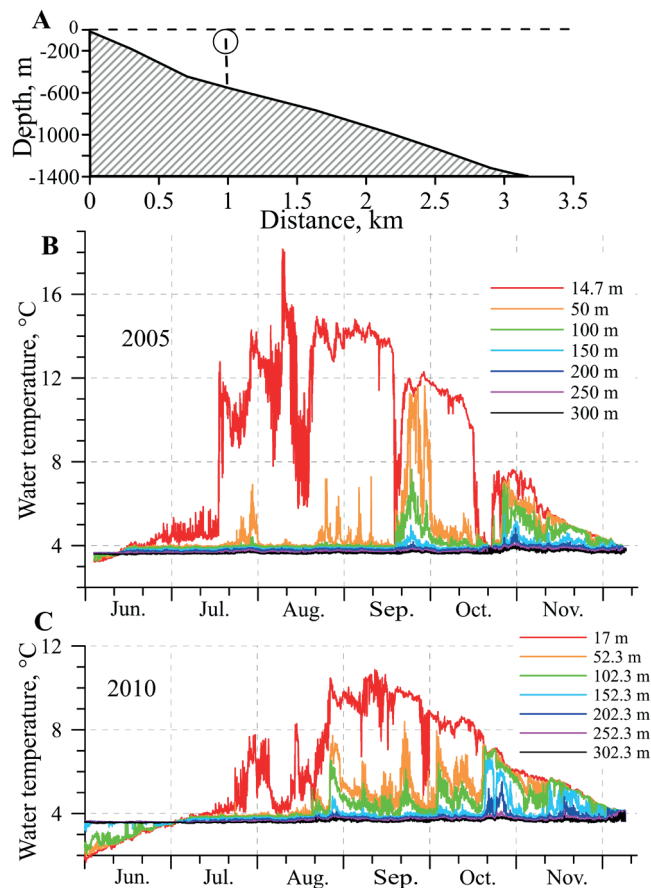


Fig.1. Location of the buoy station in Southern Baikal (A) and seasonal course of water temperature for two different stratification periods, namely the very warm (2005) (B) and the very cold periods (2010) (C).

matically with depth by 20 times compared to the upper horizon, as well as the standard deviation (Table 1).

Table 1 indicates that date of annual temperature maximum $t_{T_{\max}}$ varied from August 6 (2012) to September 16 (2013) at the highest horizon. The date difference is about one month and a half, with an average date $t_{T_{\max}}$ August 22.

On average, the occurrence of peaks $t_{T_{\max}}$ from horizon to horizon varied from 28 days between the upper horizons, with a decrease to five days from 250 to 300 m.

However, in 2013, the difference between the dates of maxima at the neighboring upper horizons was the largest over the entire eleven-year period and was approximately 52 days.

The difference between the dates of maxima at the uppermost horizon and the lowest horizon averaged 86 days, with a maximum of 111 days in 2016. This phenomenon confirms the unevenness of heat input at depth from year to year, related to differences in weather conditions, the intensity of vertical mixing processes, stratification stability, and the degree of warming of the upper water layer.

The standard deviation of $t_{T_{\max}}$ is large and almost identical at all horizons (13 – 19 days), indicating a large scatter of dates.

Table 1. Statistical characteristics of the parameters of temperature maxima $T_{\max}$ and the dates of their occurrence $t_{T_{\max}}$

Parameters	Z_1	Z_2	Z_3	Z_4	Z_5	Z_6	Z_7
Annual temperature maximum $T_{\max}$, °C							
Minimum	10.87	8.39	6.93	5.49	4.41	3.94	3.84
Maximum	18.15	16.04	10.35	7.29	6.11	5.37	4.18
Range	7.28	7.65	3.42	1.80	1.70	1.43	0.34
Mean	15.00	11.06	8.34	6.16	5.14	4.34	3.99
Std. dev.	2.64	2.20	1.32	0.56	0.55	0.41	0.11
Date of annual temperature maximum $t_{T_{\max}}$, day of year							
Minimum	Aug.6	Aug.16	Sep.23	Oct.3	Oct.12	Oct.12	Oct.12
Maximum	Sep.16	Oct.8	Nov.2	Nov.19	Nov.24	Nov.25	Dec.17
Range	41	54	40	46	44	44	66
Mean	Aug.22	Sep.19	Oct.10	Oct.28	Nov.5	Nov.10	Nov.16
Std. dev.	14	15	13	15	14	15	19

Note: Z_1 conforms to the depth of measurement from 14.7 to 26.5 m, Z_2 from 50 to 52.3 m, Z_3 from 100 to 102.3 m, Z_4 from 150 to 152.3 m, Z_5 from 200 to 202.3 m, Z_6 from 250 to 252.3 m, and Z_7 from 300 to 302.3 m.

Seven data sets for every studied horizon during eleven years illustrate how the annual maximum water temperatures varied versus day of year with linear dependence for every horizon (Fig. 2).

We can see that in the three upper horizons (up 100 m), there is a decrease in maximum temperatures with increasing dates. This means that the later the maximum temperature occurs, the lower it is. Starting from the horizon at 150 m, this pattern stops, and regardless of the date, the maximum temperature remains constant.

This supports the conclusion that a negligible amount of heat from the surface penetrates to these depths. Obviously, the variation of the maximum temperature with depth is strongly nonlinear.

In terms of climate trends, we found no significant trends for the eleven-year study period, for either $T_{\max}$ or $t_{T_{\max}}$.

3.2. Empirical relationship of variation of maximum temperature by time and depth

The upper layer of Lake Baikal reaches its maximum temperature in July and August in the southern part of the lake. Maximum temperatures are recorded at depths of more than 200 m between October and December. We hypothesize that for every specific dimictic lake (or some area of lake), the annual extreme temperatures can be a function of depth. It is obvious that if the summer vertical temperature distribution is stable, the maximum temperature will gradually decrease with depth due to surface heat penetration and horizontal exchange (Naumenko and Guzivaty, 2022). We wonder at what rate this deepening occurs and whether there are correlations between the magnitude of the maximum, its depth, and the time of the occurrence. To quantify changes in the AMWT, the previously developed approximation forms of empirical functions were used to find three dependencies, namely

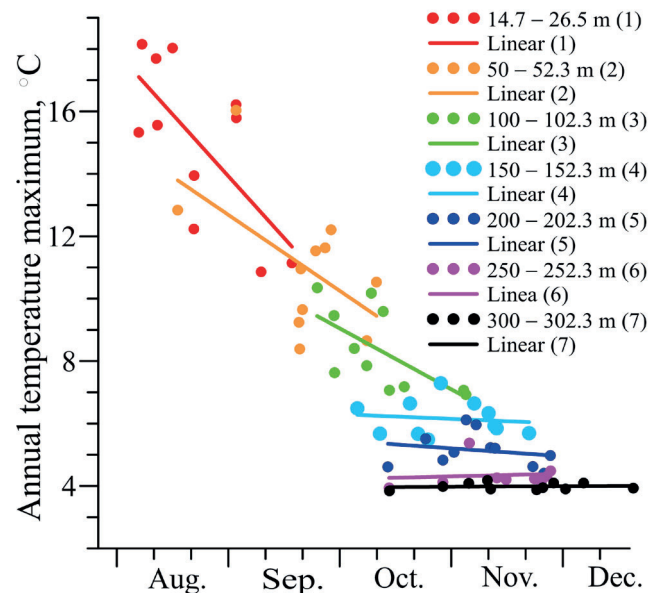


Fig.2. Annual maximum water temperatures depending on the day of year, with linear dependence for every horizon.

$$T_{\max} = F(h)$$

$$Z_{T_{\max}} = F(t)$$

$$T_{\max} = F(t)$$

where h is depth in m, t is time, and day of year.

The forms of empirical dependencies and the coefficients of determination R^2 are given in Table 2 and Fig. 3.

It is evident that each dependence has a nonlinear character (Fig. 3). Empirical dependence describes from 66 to 87% of the variability of the studied parameters.

To construct empirical relationships, we used the values found for only eight years, which amounted to 54 values for each sample. The values for the three remaining years were highlighted in orange in Fig. 3. They were used to verify the dependencies as indepen-

dent data. Evidently, they lie within the same boundaries as the data used to construct the relationships. Independent observed data were compared with those estimated by the three empirical relationships. Root Mean Square Errors (RMSE) are 1.3 °C, 49 m, and 1.9 °C, respectively. It should be noted that the error in depth is quite large. This is due to the large variation of date $t_{T_{\max}}$ across the studied horizons.

Differentiation of the obtained dependencies enables to estimate the rates of change of the studied parameters. Due to the nonlinearity of relationships for the studied seasonal cooling period of the southern part of Lake Baikal, the greatest variability of the maximum annual temperatures with time $T_{\max} / t$ was observed in early August, right after the beginning of regular convective mixing at a depth of up to 50 m (Fig. 3, right upper and lower graph). At the same time, the rate of deepening $Z_{T_{\max}} / h$ is also maximum.

Fig. 3, right center graph shows the rate of deepening $Z_{T_{\max}} / t$ over time. The minimum rate $Z_{T_{\max}} / t$ is observed in early August at about 0.5 m/day, and then it increases to 6 m/day in early December.

In this way, the empirical dependences obtained for the first time allow us to estimate the background seasonal evolution of the vertical distribution of AWTM values in the southern part of Lake Baikal and the rate of change of these parameters.

4. Conclusion

We analyzed *in-situ* measurements of water temperature with discreteness of 15 minutes for stable stratification period in the southern coastal zone of Lake Baikal with a bottom depth of 550 m for eleven years from 2005 to 2016, except 2009. For the first time, the absolute annual temperature maxima $T_{\max}$ and time of occurrence $t_{T_{\max}}$ at seven horizons were determined based on the dataset used. The statistical characteristics of the parameters are estimated. It should be noted that these characteristics will vary depending on the depth of the bottom and the distance from the shore of the lake. $T_{\max}$ at the upper horizon corresponds to the data on the maximum water surface temperature in Listvaynka (Fedotov and Khanaev, 2023). In contrast to the shallow zone of Lake Baikal, the maximum temperatures do not occur at the same time at all horizons. There are significant time shifts (about 86 days) between the uppermost horizon (~20 m) and the lowest horizon (~300 m).

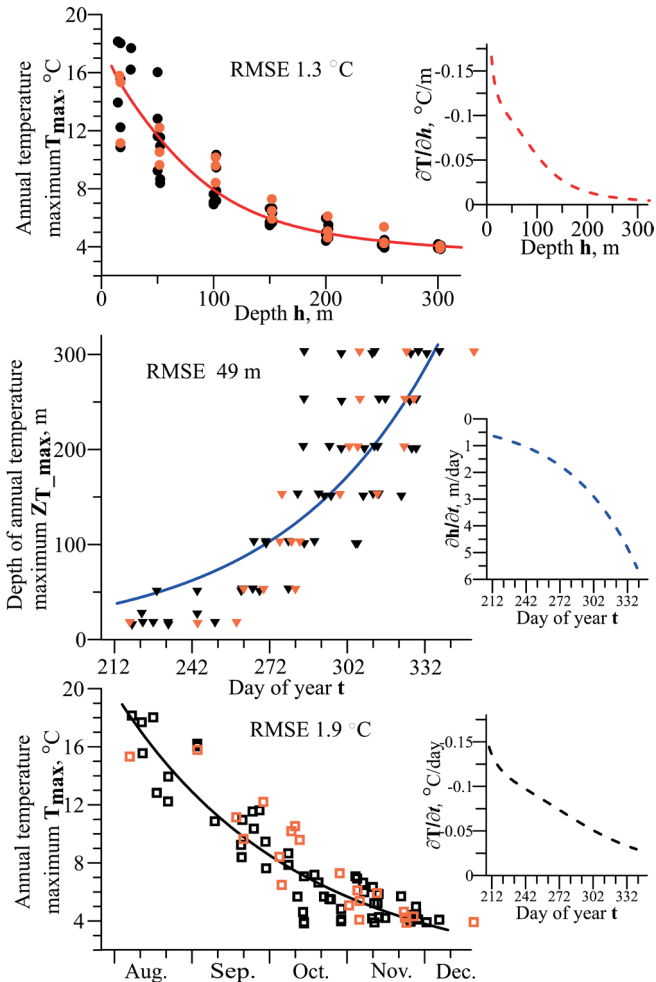


Fig.3. Empirical dependences for estimation of the magnitude of the annual water temperature maxima, its depth, and the time of occurrence (left panel). The right panel demonstrates rates for the same parameters.

The annual maximum temperature goes from the surface to a depth of 300 m, where it reaches ~4 °C. Attempts have been made to derive equations to approximate the vertical distribution of annual extreme water temperature with depth as background for analysis of possible climatic variations. The resulting dependencies are non-linear. They are verified using independent data. Much of the variation in extreme lake water temperature can be explained by the vertical heat exchange, which depends on the depth.

The rates of change of the annual maximum temperature with depth have been determined. The maximum rate of change occurs immediately after the beginning of seasonal surface cooling and free vertical

Table 2. Empirical coefficients for dependencies developed for parameters of annual maximum water temperatures

Dependences	Formula	Coefficients			
		a	b	c	R ²
$T_{\max} = F(h)$	$a * \text{Exp}(b * \text{ArcTan}(\text{Log}(h / 1000) + c))$	6.91	-0.72	2.11	0.87
$Z_{T_{\max}} = F(t)$	$a * ((t / 100) + c)$	5.47	-	0	0.66
$T_{\max} = F(t)$	$a * \text{POW}((t / 100), b) * \text{Exp}(c * (t / 100))$	351.46	-0.67	-1.12	0.87

convection. The rate of deepening of the maximum is a measure of the vertical penetration of heat to the depth and can serve as the hydrophysical basis for Lake Baikal. These conclusions correspond to similar results for Lake Ladoga (Naumenko and Guzivaty, 2023). Dokulil et al. (2021) indicate a substantial increase in annual maximum lake surface temperatures in several lakes. Our results provide significant evidence of the existence of the background empirical dependencies necessary for detecting the features in terms of regional climate changes.

Acknowledgements

Financial support for the research was mainly provided by the federal budget funds for the State Assignment FFZF-2024-0001 “Ecosystems of Lake Ladoga, water bodies of its basin, and adjacent territories under the influence of natural and anthropogenic factors against the background of climatic changes”.

Limnological Institute Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences provided the initial data within the State Assignment LIN SB RAS (0279-2021-0004), and the results were jointly discussed on the basis of the State Assignment of the Ministry of Education and Science FZZE-2023-0004.

The authors thank colleagues from EAWAG (Switzerland) for joint field work and data collection and members of the Baikal Collaboration for assistance in expedition work.

Conflict of interest

The authors declare that they have no competing interests.

References

- Adrian R., O'Reilly C.M., Zagarese H. et al. 2009. Lakes as sentinels of climate change. *Limnology and Oceanography* 54(6):2283–2297. DOI: [10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2283](https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2283)
- Aslamov I., Troitskaya E., Gnatovsky R. et al. 2024. Study of Interannual Variability of the Winter Mesothermal Temperature Maximum Layer in Southern Baikal. *Water* 16(1):21. DOI: [10.3390/w16010021](https://doi.org/10.3390/w16010021)
- Aynutdinov V., Avrorin A., Balkanov V. et al. 2009. Baikal neutrino telescope – an underwater laboratory for astroparticle physics and environmental studies. *Nuclear Instruments and Methods A* 598: 282–288. DOI: [10.1016/j.nima.2008.08.124](https://doi.org/10.1016/j.nima.2008.08.124)
- Bathymetric contour map of Lake Baikal. [Karta uklo-nov ozera Bajkal] <http://www.lin.irk.ru/intas/maps.htm> (accessed 19.04.2024). (in Russian)
- Beletsky D., Schwab D.J., McCormick M.J. 2006. Modeling 1998–2003 summer circulation and thermal structure in Lake Michigan. *Journal of Geophysical Research* 111:C10010. DOI: [10.1029/2005JC00322](https://doi.org/10.1029/2005JC00322)
- Bohrer B., Schultze M. 2008. Stratification of lakes. *Reviews of Geophysics* 46:RG2005. DOI: [10.1029/2006RG000210](https://doi.org/10.1029/2006RG000210)
- Brandão L., Fajardo T., Eskinazi-Sant'Anna E. et al. 2012. Fluctuations of the population of *Daphnia laevis* Birge 1878: A six-year study in a tropical lake. *Brazilian Journal of Biology* 72:479–487. DOI: [10.1590/S1519-69842012000300010](https://doi.org/10.1590/S1519-69842012000300010)
- Brighenti L.S., Staehr P.A., Gagliardi L.M. et al. 2015. Seasonal Changes in Metabolic Rates of Two Tropical Lakes in the Atlantic Forest of Brazil. *Ecosystems* 18:589–604. DOI: [10.1007/S0021-015-9851-3](https://doi.org/10.1007/S0021-015-9851-3)
- Carpenter S.R., Stanley E.H., Vander Zanden M.J. 2011. State of the world's freshwater ecosystems: physical, chemical, and biological changes. *Annual Rev. Environ. Resour* 36: 5–99. DOI: [10.1146/annurev-environ-021810-094524](https://doi.org/10.1146/annurev-environ-021810-094524)
- Dokulil M.T., de Eyto E., Maberly S.C. et al. 2021. Increasing maximum lake surface temperature under climate change. *Climatic Change* 165: 56. DOI: [10.1007/S10584-021-03085-1](https://doi.org/10.1007/S10584-021-03085-1)
- Eckert B., Walz N. 1998. Zooplankton succession and thermal stratification in the polymictic shallow Müggelsee (Berlin, Germany): a case for the intermediate disturbance hypothesis? *Hydrobiologia* 387(0): 199–206. DOI: [10.1023/A:1017045927016](https://doi.org/10.1023/A:1017045927016)
- Fedotov A.P., Khanaev I.V. 2023. Annual temperature regime of the shallow zone of Lake Baikal inferred from high resolution data from temperature loggers. *Limnology and Freshwater Biology* 4:119–125. DOI: [10.31951/2658-3518-2023-A-4-119](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2023-A-4-119)
- Gillis D.P., Minns C.K., Shuter B.J. 2021. Predicting open-water thermal regimes of temperate North American lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 78(7):820–840. DOI: [10.1139/CJFAS-2020-0140](https://doi.org/10.1139/CJFAS-2020-0140)
- Hakanson L., Jansson M. 2002. Principles of Lake Sedimentology. Blackburn: Blackburn Press. DOI: [10.1007/978-3-642-69274-1](https://doi.org/10.1007/978-3-642-69274-1)
- Hampton S.E., Izmet'eva L.R., Moore M.V. et al. 2008. Sixty years of environmental change in the world's largest freshwater lake–Lake Baikal. *Siberia. Global Change Biology* 14(8):1947–1958. DOI: [10.1111/j.1365-2486.2008.01616.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01616.x)
- Hondzo M., Stefan H.G. 1996. Long-term lake water quality predictors. *Water Research* 30(12):2835–2852. DOI: [10.1016/0043-1354\(95\)00286-3](https://doi.org/10.1016/0043-1354(95)00286-3)
- Izmet'eva L.R., Moore M.V., Hampton S.E. et al. 2016. Lake-wide physical and biological trends associated with warming in Lake Baikal. *Journal of Great Lakes Research* 42(1): 6–17. DOI: [10.1016/j.jglr.2015.11.006](https://doi.org/10.1016/j.jglr.2015.11.006)
- James R. 1971. Prediction of the Thermal Structure of the Ocean. Leningrad: Gidrometeoizdat. (in Russian)
- Lake Baikal. Evolution and Biodiversity. 1998. In: Kozhova O.M., Izmet'eva L.R. (ed.). Leiden: Backhuys Publisher. DOI: [10.1002/iroh.199900053](https://doi.org/10.1002/iroh.199900053)
- Minns C.K., Shuter B.J., Davidson A. et al. 2018. Factors influencing peak summer surface water temperature in Canadas large lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 75(7): 1005–1018.
- Minoura K. 2000. Lake Baikal. A Mirror in Time and Space for Understanding Global Change Processes. Amsterdam: Elsevier Science. DOI: [10.1016/B978-0-444-50434-0.X5000-8](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-50434-0.X5000-8)
- Naumenko M.A., Guzivaty V.V. 2022. Methodological Approaches and Results of an Analysis of the Climatic Seasonal Course of Stable Stratification Parameters of a Dimictic Lake (Case Study of the Central Part of Lake Ladoga). *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 58(1):44–53. DOI: [10.1134/S0001433822010108](https://doi.org/10.1134/S0001433822010108)
- Naumenko M.A., Guzivaty V.V. 2023. Seasonal evolution of stable thermal stratification in central area of Lake Ladoga. *Limnological Review* 23(3):177–189. DOI: [10.3390/limnolrev23030011](https://doi.org/10.3390/limnolrev23030011)
- O'Brien K.R., Ivey G.N., Hamilton D.P. et al. 2003. Simple mixing criteria for the growth of negatively buoyant phytoplankton. *Limnology and Oceanography* 48(3): 1326–1337. DOI: [10.4319/lo.2003.48.3.1326](https://doi.org/10.4319/lo.2003.48.3.1326)
- O'Reilly C.M., Sharma S., Gray D.K. et al. 2015. Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe. *Geophysical Research Letters* 42(24):10773–10781. DOI: [10.1002/2015GL066235](https://doi.org/10.1002/2015GL066235)

Ptak M., Sojka M., Kozłowski M. 2019. The increasing of maximum lake water temperature in lowland lakes of central Europe: case study of the Polish Lakeland. *Annales De Limnologie-International Journal of Limnology* 55(6): 1-11. DOI: [10.1051/limn/2019005](https://doi.org/10.1051/limn/2019005)

Rossolimo L.L. 1957. Temperature regime of Lake Baikal. *Temperaturnyj rezhim ozera Bajkal. Trudy Bajkal'skoj limnologicheskoy stancii AN SSSR* [Proceedings of the Baikal Limnological Station of the Academy of Sciences of the USSR] (in Russian)

Sharma S., Walker S.C., Jackson D.A. 2008. Empirical modelling of lake water-temperature relationships: a comparison of approaches. *Freshwater Biology* 53:897-911. DOI: [10.1111/j.1365-2427.2008.01943.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2008.01943.x)

Sherstyankin P.P., Alekseev S.P., Abramov A.M. et al. 2006. Bathymetric electronic map of Lake Baikal. *Doklady Rossijskoj akademii nauk. Nauki o Zemle* [Doklady Earth Sciences] 408(1):102-107. (in Russian)

Shimaraev M.N. 1977. Elements of the thermal regime of Lake Baikal. Novosibirsk: Nauka. (in Russian)

Shimaraev M.N., Verbolov V.I., Granin N.G. et al. 1994. *Physical limnology of Lake Baikal: a review*. Irkutsk and Okayama. Irkutsk: BICER Publishers.

Shimaraev M.N., Troitskaya E.S., Blinov V.V. et al. 2012. Upwellings in Lake Baikal. *Doklady of Earth Sciences* 442:272-276. DOI: [10.1134/S1028334X12020183](https://doi.org/10.1134/S1028334X12020183)

Stepanenko V.M., Repina I.A., Artamonov A.Yu. et al. 2018. Mid-depth temperature maximum in an estuarine lake. *Environmental Research Letters* 13:035006. DOI: [10.1088/1748-9326/aaad75](https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaad75)

Troitskaya E.S., Shimaraev M.N., Aslamov I.A. 2023. Impact of climate change on occurrence and characteristics of coastal upwelling in Listvennichny Bay (Southern Baikal) from 1941 to 2023. *Limnology and Freshwater Biology* 2023(6):261-274. DOI: [10.31951/2658-3518-2023-A-6-261](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2023-A-6-261)

Vincent W.F., Gibbs M.M., Dryden S.J. 1984. Accelerated eutrophication in a New Zealand lake: Lake Rototoi, central North Island. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 18(4): 431-440. DOI: [10.1080/00288330.1984.9516064](https://doi.org/10.1080/00288330.1984.9516064)

Вертикальное распределение годовых максимумов температуры воды в южной прибрежной зоне озера Байкал

Оригинальная статья

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGYНауменко М.А.¹, Гузиватый В.В.¹, Ловцов С.В.², Троицкая Е.С.³, Буднев Н.М.²¹ Институт озероведения, Российская академия наук – Санкт-Петербургский федеральный исследовательский центр Российской академии наук, ул. Севастьянова, 9, Санкт-Петербург, 196105, Россия² Научно-исследовательский институт прикладной физики, ФГБОУО Иркутский государственный университет, б-р Гагарина, 20, Иркутск, 664033, Россия³ Лимнологический институт, Сибирское отделение Российской академии наук, Улан-Баторская, 3, Иркутск, 664033, Россия

АННОТАЦИЯ. АБСТРАКТ. Часто экстремальное событие, такое как температурный максимум, оказывает наибольшее влияние на экосистему озера, чем изменения средних условий. Впервые на основе *in-situ* измерений температуры воды с дискретностью 15 минут для периода устойчивой стратификации за одиннадцать лет (с 2005 по 2016 г., кроме 2009 г.) в южной прибрежной зоне озера Байкал с глубиной дна 550 м исследована вертикальная изменчивость годовых максимумов температуры воды (ГМТВ) и даты их наступления. Полученные статистические характеристики четко идентифицируют различные особенности вертикального распределения ГМТВ. Наблюдается значительный временной сдвиг (около 86 суток) между самым верхним горизонтом (около 15 м) и самым нижним 300-метровым горизонтом. Средние максимальные годовые температуры (15°C) снижаются от верхнего горизонта до температуры ~ 4°C на глубине 300 м. Для количественной оценки изменений годового максимума температуры воды были построены эмпирические функции для оценки зависимостей между ГМТВ, датами их наступления и глубиной. Эти зависимости не являются линейными и подтверждены независимыми данными. Они имеют достаточно высокие коэффициенты детерминации.

Ключевые слова: температура воды, годовые максимумы, вертикальное распределение, озеро Байкал

Для цитирования: Науменко М.А., Гузиватый В.В., Ловцов С.В., Троицкая Е.С., Буднев Н.М. Вертикальное распределение годовых максимумов температуры воды в южной прибрежной зоне озера Байкал // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - С. 157-170. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-157

1. Введение

Для получения современных знаний о термической структуре и ее межгодовой изменчивости в крупном озере требуется гораздо больше модельных расчетов и наблюдений, чем имеется на сегодняшний день (Beletsky et al., 2006). Особенно это касается крупного димиктического озера Байкал, имеющего самую большую глубину и самый большой объем пресной воды среди озер мира (Minoura, 2000, Шерстянкин и др., 2006). По данным многих публикаций, известно, что озера мира подвержены изменению климата (Adrian et al., 2009; O'Reilly et al., 2015). Действительно, за последний 30-летний период температура поверхности воды в озерах мира повышается, сокращается период ледостава, изменяется дата начала и продолжительность периода стратификации. Экосистема озера Байкал пре-

терпевает быстрые изменения в локальном и глобальном масштабах (Hampton et al., 2008; Izmet'eva et al., 2016). Вертикальный и горизонтальный обмен теплом и импульсом определяет распределение температуры воды от поверхности до дна. Количественная оценка гидрофизических процессов необходима для понимания изменений многих водных процессов. По этим причинам, а также для мониторинга климатических температурных условий в озерах, знание пространственного и временного распределения температуры озерной воды может быть чрезвычайно ценным (Carpenter et al., 2011).

Термический режим крупного димиктического озера определяется сезонным ходом поступления тепла к поверхности воды, взаимодействием движущегося слоя воздуха с водой и распространением тепла в глубь озера. Димиктизм озерной

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: m.a.naumenko@mail.ru (М.А. Науменко)

Поступила: 14 мая 2024; Принята: 05 июня 2024;

Опубликована online: 19 июня 2024

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



толщи проявляется в том, что озеро дважды в год перемешивается от поверхности до дна за счет аномалии плотности пресной воды при температуре 3.98°C на поверхности. Обычно между двумя основными событиями перемешивания озеро устойчиво стратифицировано в течение нескольких месяцев. Классическое трехслойное вертикальное распределение температуры формируется, а именно, 1) поверхностный перемешанный слой (эпилимнион), 2) средний слой с большими вертикальными градиентами температуры (металимнион) и 3) придонный слой, который холоднее и плотнее, чем все верхние слои (гиполимнион) (Boehrer and Schultze, 2008).

Обычно годовой максимум температуры поверхностного слоя воды $T_{\max}$ приходится на середину лета. В Байкале, вследствие его огромных размеров, годовые максимумы температуры воды (ГМТВ) у берега наблюдается в конце июля – августе, в открытых частях озера в августе-сентябре. Наибольшие вертикальные градиенты температуры и плотности возникают в период прогрева в металимнионе, за 20–30 дней до достижения максимальной температуры воды на поверхности (Naumenko and Guzivaty, 2022). Затем начинается охлаждение, инициирующее конвективное перемешивание, которое ускоряет углубление эпилимниона, градиенты уменьшаются. Тепло распространяется на нижележащие горизонты, максимумы температуры смещаются на большую глубину, а их значения уменьшаются. В каждую дату проникновение тепла на нижележащие горизонты можно проследить как заглубление годовых максимумов температуры воды от поверхностного слоя до дна на определенной вертикали (Джеймс, 1971; Stepanenko et al., 2018). Осенью, когда тепло достигает дна, происходит переворот (то есть вертикальная изотермия), и температура у дна становится самой высокой за год в большом димиктическом озере.

Сезонные изменения термической стратификации могут влиять на динамику численности фитопланктона и зоопланктона (Eckert and Walz, 1998; Brandão et al., 2012). Вертикальная протяженность эпилимниона (т.е. глубина перемешанного слоя) и величина термического градиента в толще воды влияют на рост планктона и первичную продукцию (Vincent et al., 1984; O'Brien et al., 2003; Brighenti et al., 2015) и тем самым регулируют проникновение света и внутреннюю нагрузку питательных веществ. Таким образом, $T_{\max}$ и время наступления годового пика $t_{T_{\max}}$ на определенной глубине $Z_{T_{\max}}$ влияют на положение максимума концентрации хлорофилла в сезонном ходе параметров экосистемы озера. Поэтому заглубление температурного максимума в стратифицированных озерах можно рассматривать не только как важный гидрофизический процесс, но и как параметр, влияющий на структуру экосистемы. Более того, изменение климатических максимумов может влиять на популяции и сообщества рыб (Gillis et al., 2021).

Очевидно, что знание величины и даты наступления температурных максимумов на различных

глубинах необходимо для понимания изменений многих водных процессов в разных типах озер. Существуют публикации о важности этих экстремальных событий (Sharma et al., 2008; Minns et al., 2018; Ptak et al., 2019; Dokulil et al., 2021) но, к сожалению, они практически касаются только температуры поверхностных вод, за исключением статьи Hondzo and Stefan, 1996, где рассматривается придонная температура.

Публикации о вертикальном распределении годовых максимальных температур в димиктических озерах, в частности в глубоководных районах озера Байкал, отсутствуют. Межгодовая изменчивость температуры и глубины залегания мезотермического максимума температуры в подледный период обсуждается в статье Aslamov et al. (2024). О распределении максимальных температур воды в прибрежной зоне Байкала на глубинах дна 15 м и менее существует только две работы (Россолимо, 1957; Fedotov and Khanaev, 2023). Поэтому целью настоящего исследования было впервые представить данные о годовых максимумах температуры воды $T_{\max}$ с помощью стационарных многолетних высокоточных измерений температуры на разных горизонтах (с 2005 по 2016 г., кроме 2009 г.), относящихся к глубинам дна до 550 м в южной прибрежной зоне Байкала. После анализа массивов данных вертикальных профилей температуры была установлена эмпирическая зависимость между абсолютным годовым максимумом температуры $T_{\max}$ и датой $t_{T_{\max}}$ и глубиной его появления $Z_{T_{\max}}$.

2. Исходные данные и район исследований

Озеро Байкал активно изучается с 1990 года, когда был создан Байкальский международный центр экологических исследований (БИЦЭР). Стационарные многолетние высокоточные измерения температуры проводятся с марта 1999 г. Институтом прикладной физики Иркутского государственного университета совместно со Швейцарским федеральным институтом экологических наук и технологий (EAWAG) и Лимнологическим институтом СО РАН на базе Байкальского нейтринного эксперимента (действующий Байкальский нейтринный телескоп NT200+) (Aynutdinov et al., 2009). Несколько станций были установлены в прибрежной зоне южной части озера.

Мы использовали данные с буйковой станции, расположенной ближе всего к берегу на расстоянии 1,0 км и глубиной дна 550 м (Рис. 1а). Семь температурных логгеров, распределенных между дном озера и глубиной 15 м, регистрировали температурный профиль в течение всего года с интервалом 15 мин на протяжении одиннадцати лет с 2005 по 2016 г. (кроме 2009 г.). Горизонты измерений: 1) от 14.7 до 26.5 м, 2) от 50 до 52.3 м, 3) от 100 до 102.3 м, 4) от 150 до 152.3 м, 5) от 200 до 202.3, 6) от 250 до 252.3, 7) от 300 до 302.3 м. Характеристики проведенных измерений приведены в Aslamov et al.,

2024. Некоторое различие в глубине расположения логгеров из года в год связано с техническими трудностями при установке. На Рис. 1а показано расположение буйковой станции в Южном Байкале в районе мыса Ивановский с координатами 51°47'22.7" с. ш., 104°24'53.4" в. д.

Средний уклон дна в районе станции составляет 33° (Карта уклонов..., 2024), что превышает критическое значение для процессов скольжения (Hakanson and Jansson, 2002). Это означает, что на этом уклоне могут происходить как сползание водных масс, так и перемещение веществ.

Южная часть Байкала имеет ярко выраженные особенности, связанные с влиянием берегов различной высоты и действием ветра в полузамкнутой области озера. По данным Кожовой и Измествей (1998), в южной части Байкала сильные северо-западные ветры часто нарушают летнюю стратификацию, вызывая подъем холодных вод вдоль западного побережья и приводя к понижению температуры поверхностных вод до 4 °С с 14° - 16 °С в течение нескольких часов. Сильные ветры могут ускорить перемешивание, и некоторые теплые импульсы, за которыми следует возврат к 4 °С, приводят к исчезновению термоклина. Хорошо перемешанный поверхностный слой образуется в результате прибрежного даунвеллинга, вызванного прибрежным экмановским переносом, создаваемым ветром, дующим параллельно побережью.

3. Результаты и обсуждение

3.1. Основные особенности вертикального распределения годовых максимумов температуры воды в южной прибрежной зоне

Сроки наступления годового максимума поверхностной температуры $t_{T_{\max}}$ являются наиболее активным периодом взаимодействия воздуха и поверхности озера (Naumenko and Guzivaty, 2022). Эти даты являются важными фенологическими индикаторами для оценки долговременных изменений термического режима крупных озер, в частности Байкала. Длительные круглогодичные измерения температуры на определенных горизонтах позволяют точно определить ключевые температуры термического цикла Байкала. Для каждого доступного горизонта (обычно от 15–19 м до 300 м) в южной прибрежной зоне Байкала на основе используемого набора данных были оценены как максимальная температура $T_{\max}$, так и ее дата $t_{T_{\max}}$. Это было сделано для периода устойчивой стратификации за одиннадцать лет с 2005 по 2016 год, за исключением 2009 года. На Рис. 1 показан сезонный ход температуры воды для двух лет, характеризующихся самым теплым и самым холодным летним периодом за исследуемый период наблюдений. С увеличением глубины измерений ясно видно изменение температуры от более высоких значений к более низким. Очевидно, что существуют значительные различия в температуре и времени насту-

пления максимальных температур на двух верхних горизонтах, в то время как на нижних горизонтах эти различия гораздо меньше. Что касается апвеллингов, то их можно распознать по резкому снижению температуры в верхних горизонтах (Troitskaya et al., 2023).

В целом, в каждый год наиболее выраженная форма температурного графика для верхнего слоя озера имеет вид остроконечной вершины. Общеизвестно, что Байкал является типичным димиктическим озером до глубины деятельного слоя 200–300 м, в котором наблюдаются ежегодные сезонные колебания температуры (Шимараев, 1977; Shimaraev et al., 1994; Shimaraev et al., 2012).

Глубинная структура температуры демонстрирует более пологие кривые с коротким периодом максимума. На глубине более 100 м сезонные колебания незначительны (Рис. 1). Статистические характеристики параметров годовых температурных максимумов $T_{\max}$ и даты их наступления $t_{T_{\max}}$ для прибрежной части Южного Байкала приведены в Таблица 1.

На горизонте около 20 м, наиболее приближенном к поверхности озера, годовые максимальные температуры воды в 2005 – 2016 гг. изменя-

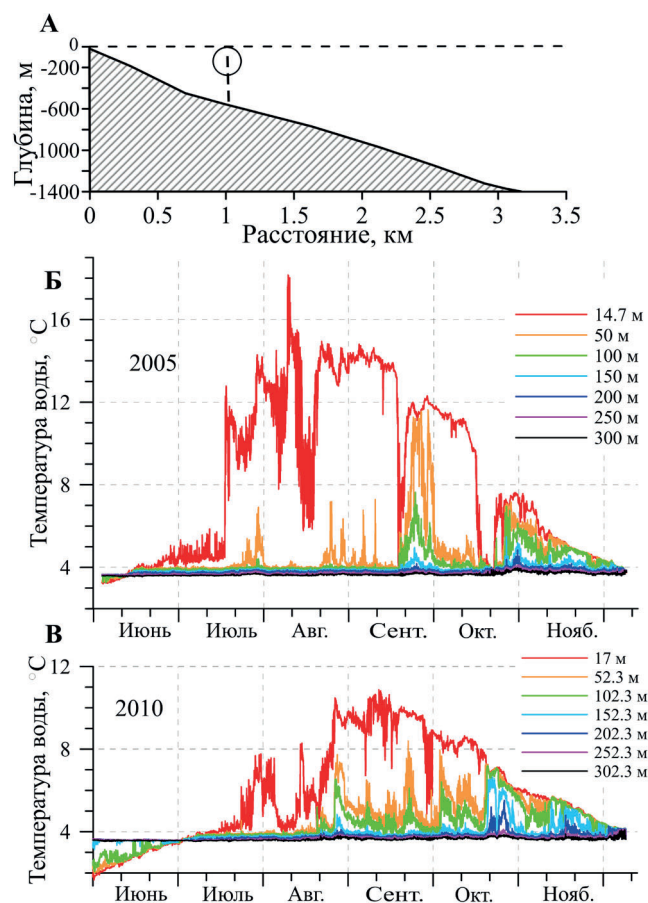


Рис.1. Расположение буйковой станции в Южном Байкале (А) и сезонный ход температуры воды для двух различных по степени прогрева периодов летней стратификации – очень теплого (2005 г.) (Б) и очень холодного (2010 г.) (С).

Таблица 1. Статистические характеристики параметров годовых температурных максимумов и даты их наступления

Параметры	Z ₁	Z ₂	Z ₃	Z ₄	Z ₅	Z ₆	Z ₇
Годовая максимальная температура , °C							
Минимум	10.87	8.39	6.93	5.49	4.41	3.94	3.84
Максимум	18.15	16.04	10.35	7.29	6.11	5.37	4.18
Диапазон	7.28	7.65	3.42	1.80	1.70	1.43	0.34
Среднее	15.00	11.06	8.34	6.16	5.14	4.34	3.99
СКО	2.64	2.20	1.32	0.56	0.55	0.41	0.11
Дата возникновения годового максимума температуры , сутки							
Минимум	Авг.6	Авг.16	Сент.23	Окт.3	Окт.12	Окт.12	Окт.12
Максимум	Сент.16	Окт.8	Нояб.2	Нояб.19	Нояб.24	Нояб.25	Дек.17
Диапазон	41	54	40	46	44	44	66
Среднее	Авг.22	Сент.19	Окт.10	Окт.28	Нояб.5	Нояб.10	Нояб.16
СКО	14	15	13	15	14	15	19

Примечание: Z₁ соответствует глубине измерения от 14.7 до 26.5 м, Z₂ – от 50 до 52.3 м, Z₃ – от 100 до 102.3 м, Z₄ – от 150 до 152.3 м, Z₅ – от 200 до 202.3 м, Z₆ – от 250 до 252.3 м, Z₇ – от 300 до 302.3 м.

лись от 10.9 °C в 2010 г. до 18.2 °C в 2005 г. (Рис.1). Средние максимальные годовые температуры снижаются от 15 °C для верхнего горизонта до 4 °C на глубине 300 м. На той же глубине наблюдалась наименьшая изменчивость максимальных температур воды. Межгодовой диапазон изменений температуры воды резко уменьшался с глубиной, примерно в 20 раз по сравнению с верхним горизонтом, так же как и стандартное отклонение СКО (Таблица 1).

Таблица 1 показывает, что дата годового температурного максимума на самом верхнем горизонте варьирует от 6 августа (2012 г.) до 16 сентября (2013 г.). Разница в датах $t_{T_{max}}$ составляет около полутора месяцев при средней дате 22 августа.

В среднем наступление максимумов $t_{T_{max}}$ от горизонта к горизонту варьировало от 28 дней между верхними горизонтами и уменьшалось до пяти дней от 250 до 300 м.

Однако в 2013 году разница между датами максимумов на соседних горизонтах была наибольшей за весь одиннадцатилетний период и составила около 52 дней.

Разница между датами максимумов на самом верхнем и самом нижнем горизонтах составила в среднем 86 дней, с максимумом в 111 дней в 2016 году. Это явление подтверждает неравномерность поступления тепла на глубину от года к году, связанную с различиями погодных условий, интенсивностью процессов вертикального перемешивания, устойчивостью стратификации и степенью прогрева верхнего слоя воды.

Стандартные отклонения $t_{T_{max}}$ велики и почти одинаковы на всех горизонтах (13–19 дней), что указывает на большой разброс дат.

Семь наборов данных для каждого исследуемого горизонта за одиннадцать лет позволяют проиллюстрировать, как изменялась годовая максимальная температура воды в зависимости от дня года с линейной зависимостью для каждого горизонта (Рис. 2).

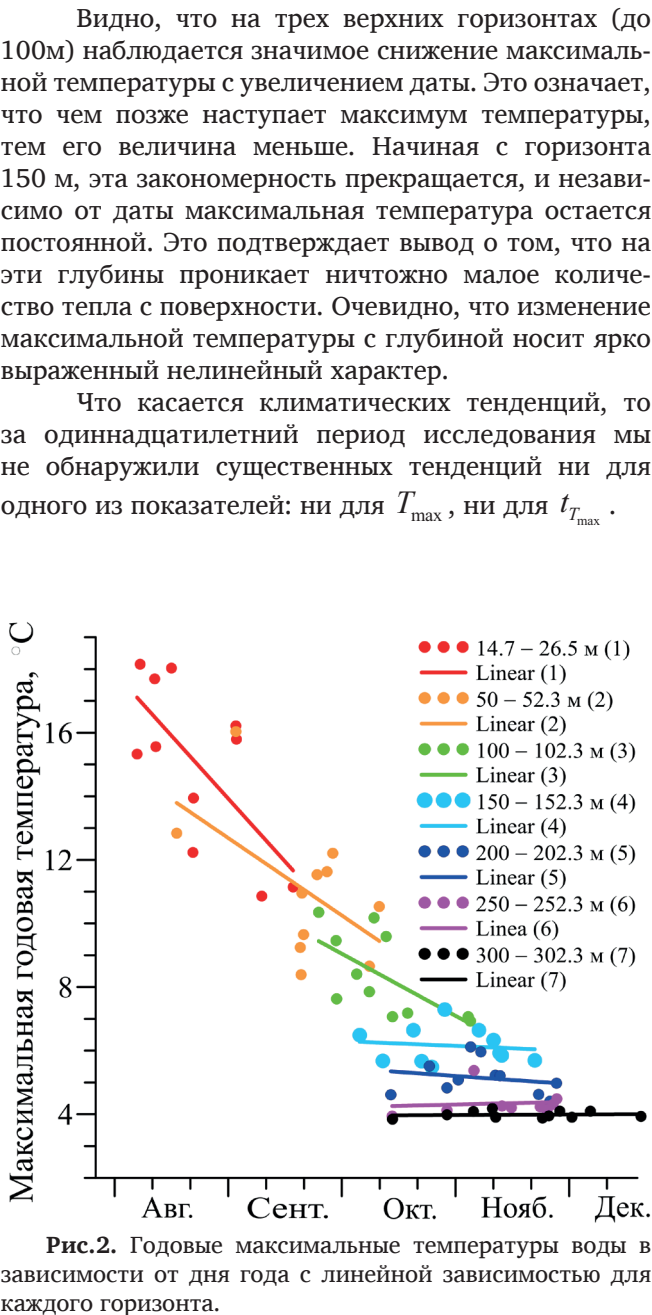


Рис.2. Годовые максимальные температуры воды в зависимости от дня года с линейной зависимостью для каждого горизонта.

3.2. Эмпирическая зависимость изменения максимальной температуры по времени и глубине

В южной части Байкала максимальная температура в верхнем слое достигается в июле-августе. На глубинах более 200 м максимум температуры приходится на октябрь-декабрь. Мы предполагаем, что для каждого конкретного димиктического озера (или некоторой его области) годовые экстремальные температуры могут быть функцией глубины. Очевидно, что если летнее вертикальное распределение температуры стабильно, то максимальная температура будет монотонно уменьшаться с глубиной за счет проникновения тепла с поверхности и горизонтального обмена (Naumenko and Guzivaty, 2022). Мы задаемся вопросом, с какой скоростью происходит это заглубление и есть ли корреляции между величиной максимума, его глубиной и временем возникновения. Для количественной оценки изменений ГМТВ использовались ранее разработанные аппроксимационные формы эмпирических функций, которые позволили найти три зависимости, а именно

$$T_{\max} = F(h)$$
$$Z_{T_{\max}} = F(t)$$
$$T_{\max} = F(t)$$

где h – глубина, м, t – сутки от начала года.
Формы эмпирических зависимостей и коэффициенты детерминации R^2 приведены в Таблице 2 и на Рис. 3.

Очевидно, что каждая зависимость имеет нелинейный характер (Рис.3). Эмпирические зависимости описывают от 66 до 87% изменчивости исследуемых параметров.

Для построения эмпирических зависимостей мы использовали значения, найденные только для восьми лет (2005–2011, 2015–2016), что составило 54 значения для каждой выборки. На Рис. 3 оранжевым цветом выделены значения для трех оставшихся лет (2012–2014). Они были использованы для проверки зависимостей как независимые данные. Очевидно, что они лежат в тех же границах, что и данные, использованные для построения зависимостей. Независимые наблюдаемые данные сравнивались с данными, оцененными по трем эмпирическим зависимостям. Среднеквадратичные ошибки (RMSE) составили 1.3 °C, 49 м, 1.9 °C соот-

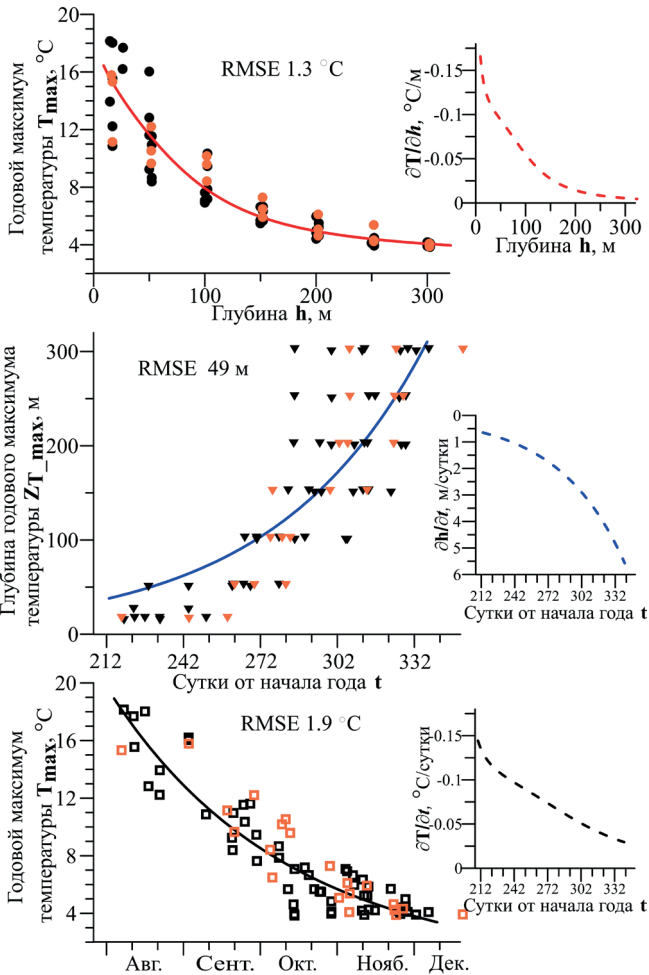


Рис.3. Эмпирические зависимости для оценки величины годового максимума температуры воды, его глубины и времени наступления (левая панель). На правой панели показаны скорости изменения тех же параметров.

ветственно. Следует отметить, что ошибка по глубине довольно велика. Это связано с большим разбросом даты $t_{T_{\max}}$ по исследуемым горизонтам.

Дифференцирование полученных зависимостей позволяет оценить скорости изменения изучаемых параметров. В связи с нелинейностью зависимостей для изучаемого периода сезонного охлаждения южной части Байкала наибольшая изменчивость максимальных годовых температур со временем $T_{\max} / t$ наблюдалась в начале августа сразу после начала регулярного конвективного перемешивания на глубине до 50 м (Рис. 3, правый верхний и нижний графики). В это же время скорость углубления $T_{\max} / h$ также максимальна.

Таблица 2. Эмпирические коэффициенты для зависимостей, разработанных для параметров годовых максимальных температур воды

Зависимости	Формула	Коэффициенты			
		a	b	c	R ²
$T_{\max} = F(h)$	$a * \text{Exp}(b * \text{ArcTan}(\text{Log}(h / 1000) + c))$	6.91	-0.72	2.11	0.87
$Z_{T_{\max}} = F(t)$	$a * ((t / 100) + c)$	5.47	-	0	0.66
$T_{\max} = F(t)$	$a * \text{POW}((t / 100), b) * \text{Exp}(c * (t / 100))$	351.46	-0.67	-1.12	0.87

На Рис.3, правый центральный график, показана скорость заглубления $Z_{T_{\max}} / t$ с течением времени. Минимальная скорость $Z_{T_{\max}} / t$ наблюдается в начале августа около 0.5 м/сут, затем она увеличивается до 6 м/сут в начале декабря.

Таким образом, впервые полученные эмпирические зависимости позволяют оценить фоновую сезонную эволюцию вертикального распределения величин ГМТВ южной части озера Байкал и скорость изменения этих параметров.

4. Заключение

Проанализированы натурные измерения температуры воды с дискретностью 15 минут для периода устойчивой стратификации в южной прибрежной зоне озера Байкал с глубиной дна 550 м за одиннадцать лет с 2005 по 2016 г., кроме 2009 г. Впервые на основе использованного набора данных определены абсолютные годовые максимумы температуры $T_{\max}$ и время их наступления $t_{T_{\max}}$ на семи горизонтах. Оценены статистические характеристики этих параметров. Следует отметить, что эти характеристики будут меняться в зависимости от глубины дна и удаленности от берега озера. $T_{\max}$ на верхнем горизонте соответствует данным о максимальной температуре поверхности воды в Листвянке (Fedotov and Khanaev, 2023). В отличие от мелководной зоны Байкала максимальные температуры не наблюдаются одновременно на всех горизонтах. Между самым верхним горизонтом (~20 м) и самым нижним (~300 м) наблюдаются значительные временные сдвиги около 86 дней.

Годовой максимум температуры заглубляется, уменьшаясь по величине от поверхности до глубины 300 м, где $T_{\max}$ достигает температуры ~4 °С. Были получены эмпирические уравнения для аппроксимации вертикального распределения годовых экстремальных температур воды с глубиной, которые можно использовать в качестве репера для анализа возможных климатических вариаций. Полученные зависимости являются нелинейными. Они проверены на независимых данных. Большая часть вариаций экстремальной температуры воды в озере может быть объяснена вертикальным теплообменом, который зависит от глубины.

Определены скорости изменения годового максимума температуры с глубиной. Максимальная скорость изменения наблюдается сразу после начала сезонного охлаждения поверхности воды и свободной вертикальной конвекции. Скорость заглубления максимума является мерой вертикального проникновения тепла на глубину и может служить гидрофизической характеристикой озера Байкал. Эти выводы соответствуют аналогичным результатам для Ладожского озера (Naumenko and Guzivaty, 2023). Dokulil et al. (2021) указывают на существенное увеличение годовых максимальных температур поверхности европейских озер. Полученные нами результаты являются подтверждением существования фоновых эмпирических зависимостей, необхо-

димых для выявления особенностей региональных изменений климата.

Благодарности

Финансовое обеспечение исследований было осуществлено главным образом за счет средств федерального бюджета на выполнение государственного задания FFZF-2024-0001 «Экосистемы Ладожского озера, водоемов его бассейна и прилегающих территорий в условиях воздействия природных и антропогенных факторов на фоне климатических изменений». Исходные данные были предоставлены Лимнологическим институтом СО РАН в рамках госзадания ЛИН СО РАН (0279-2021-0004), а результаты были совместно обсуждены на основе государственного задания Минобрнауки FZZE-2023-0004.

Авторы благодарят коллег из EAWAG (Швейцария) за совместные полевые работы и сбор данных и членов коллаборации «Байкал» за помощь в проведении экспедиционных работ.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

- Adrian R., O'Reilly C.M., Zagarese H. et al. 2009. Lakes as sentinels of climate change. *Limnology and Oceanography* 54(6):2283–2297. DOI: [10.4319/lo.2009.54.6 part 2.2283](https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6.part.2.2283)
- Aslamov I., Troitskaya E., Gnatovsky R. et al. 2024. Study of Interannual Variability of the Winter Mesothermal Temperature Maximum Layer in Southern Baikal. *Water* 16(1): 21. DOI: [10.3390/w16010021](https://doi.org/10.3390/w16010021)
- Aynutdinov V., Avrorin A., Balkanov V. et al. 2009. Baikal neutrino telescope – an underwater laboratory for astroparticle physics and environmental studies. *Nuclear Instruments and Methods A* 598:282–288. DOI: [10.1016/j.nima.2008.08.124](https://doi.org/10.1016/j.nima.2008.08.124)
- Beletsky D., Schwab D., McCormick M. 2006. Modeling 1998–2003 summer circulation and thermal structure in Lake Michigan. *Journal of Geophysical Research* 111:C10010. DOI: [10.1029/2005JC00322](https://doi.org/10.1029/2005JC00322)
- Boehrer B., Schultze M. 2008. Stratification of lakes. *Reviews of Geophysics* 46: RG2005. DOI: [10.1029/2006RG000210](https://doi.org/10.1029/2006RG000210)
- Brandão L., Fajardo T., Eskinazi-Sant'Anna E. et al. 2012. Fluctuations of the population of *Daphnia laevis* Birge 1878: A six-year study in a tropical lake. *Brazilian Journal of Biology* 72: 479–487. DOI: [10.1590/S1519-69842012000300010](https://doi.org/10.1590/S1519-69842012000300010)
- Brighenti L.S., Staehr P.A., Gagliardi L.M. et al. 2015. Seasonal Changes in Metabolic Rates of Two Tropical Lakes in the Atlantic Forest of Brazil. *Ecosystems* 18: 589–604. DOI: [10.1007/S0021-015-9851-3](https://doi.org/10.1007/S0021-015-9851-3)
- Carpenter S.R., Stanley E.H., Vander Zanden M.J. 2011. State of the world's freshwater ecosystems: physical, chemical, and biological changes. *Annual Review of Environmental Resources* 36: 5–99. DOI: [10.1146/annurev-environ-021810-094524](https://doi.org/10.1146/annurev-environ-021810-094524)
- Dokulil M.T., de Eyto E., Maberly S.C. et al. 2021. Increasing maximum lake surface temperature under climate change. *Climatic Change* 165: 56. DOI: [10.1007/S10584-021-03085-1](https://doi.org/10.1007/S10584-021-03085-1)

- Eckert B., Walz N. 1998. Zooplankton succession and thermal stratification in the polymictic shallow Müggelsee (Berlin, Germany): a case for the intermediate disturbance hypothesis? *Hydrobiologia* 387(0):199–206. DOI: [10.1023/A:1017045927016](https://doi.org/10.1023/A:1017045927016)
- Fedotov A.P., Khanaev I.V. 2023. Annual temperature regime of the shallow zone of Lake Baikal inferred from high resolution data from temperature loggers. *Limnology and Freshwater Biology* 4:119–125. DOI: [10.31951/2658-3518-2023-A-4-119](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2023-A-4-119)
- Gillis D.P., Minns C.K., Shuter B.J. 2021. Predicting open-water thermal regimes of temperate North American lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 78(7): 820–840. DOI: [10.1139/CJFAS-2020-0140](https://doi.org/10.1139/CJFAS-2020-0140)
- Hakanson L., Jansson M. 2002. Principles of Lake Sedimentology. Blackburn: Blackburn Press. DOI: [10.1007/978-3-642-69274-1](https://doi.org/10.1007/978-3-642-69274-1)
- Hampton S.E., Izmet'eva L.R., Moore M.V. et al. 2008. Sixty years of environmental change in the world's largest freshwater lake—Lake Baikal, Siberia. *Global Change Biology* 14(8): 1947–1958. DOI: [10.1111/j.1365-2486.2008.01616.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01616.x)
- Hondzo M., Stefan H.G. 1996. Long-term lake water quality predictors. *Water Research* 30(12): 2835–2852. DOI: [10.1016/0043-1354\(95\)00286-3](https://doi.org/10.1016/0043-1354(95)00286-3)
- Izmet'eva L.R., Moore M.V., Hampton S.E. et al. 2016. Lake-wide physical and biological trends associated with warming in Lake Baikal. *Journal of Great Lakes Research* 42(1): 6–17. DOI: [10.1016/j.jglr.2015.11.006](https://doi.org/10.1016/j.jglr.2015.11.006)
- Lake Baikal. Evolution and Biodiversity. 1998. In: Kozhova O.M., Izmet'eva L.R. (ed.). Leiden: Backhuys Publisher. DOI: [10.1002/iroh.199900053](https://doi.org/10.1002/iroh.199900053)
- Minns C.K., Shuter B.J., Davidson A. et al. 2018. Factors influencing peak summer surface water temperature in Canada's large lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 75(7): 1005–1018.
- Minoura K. 2000. Lake Baikal. A Mirror in Time and Space for Understanding Global Change Processes. Amsterdam: Elsevier Science. DOI: [10.1016/B978-0-444-50434-0.X5000-8](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-50434-0.X5000-8)
- Naumenko M.A., Guzivaty V.V. 2022. Methodological Approaches and Results of an Analysis of the Climatic Seasonal Course of Stable Stratification Parameters of a Dimictic Lake (Case Study of the Central Part of Lake Ladoga). *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics* 58(1): 44–53. DOI: [10.1134/S0001433822010108](https://doi.org/10.1134/S0001433822010108)
- Naumenko M.A., Guzivaty V.V. 2023. Seasonal evolution of stable thermal stratification in central area of Lake Ladoga. *Limnological Review* 23(3): 177–189. DOI: [10.3390/limnolrev23030011](https://doi.org/10.3390/limnolrev23030011)
- O'Brien K.R., Ivey G.N., Hamilton D.P. et al. 2003. Simple mixing criteria for the growth of negatively buoyant phytoplankton. *Limnology and Oceanography* 48(3): 1326–1337. DOI: [10.4319/lo.2003.48.3.1326](https://doi.org/10.4319/lo.2003.48.3.1326)
- O'Reilly C.M., Sharma S., Gray D.K. et al. 2015. Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe. *Geophysical Research Letters* 42(24): 10773–10781. DOI: [10.1002/2015GL066235](https://doi.org/10.1002/2015GL066235)
- Ptak M., Sojka M., Kozłowski M. 2019. The increasing of maximum lake water temperature in lowland lakes of central Europe: case study of the Polish Lakeland. *Annales De Limnologie-International Journal of Limnology* 55(6): 1–11. DOI: [10.1051/limn/2019005](https://doi.org/10.1051/limn/2019005)
- Sharma S., Walker S.C., Jackson D.A. 2008. Empirical modelling of lake water–temperature relationships: a comparison of approaches. *Freshwater Biology* 53: 897–911. DOI: [10.1111/j.1365-2427.2008.01943.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2008.01943.x)
- Shimaraev M.N., Verbov V.I., Granin N.G. et al. 1994. Physical limnology of Lake Baikal: a review: Irkutsk and Okayama. Irkutsk: BICER Publishers.
- Shimaraev M.N., Troitskaya E.S., Blinov V.V. et al. 2012. Upwellings in Lake Baikal. *Doklady of Earth Sciences* 442: 272–276. DOI: [10.1134/S1028334X12020183](https://doi.org/10.1134/S1028334X12020183)
- Stepanenko V.M., Repina I.A., Artamonov A.Yu. et al. 2018. Mid-depth temperature maximum in an estuarine lake. *Environmental Research Letters* 13: 035006. DOI: [10.1088/1748-9326/aaad75](https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaad75)
- Troitskaya E.S., Shimaraev M.N., Aslamov I.A. 2023. Impact of climate change on occurrence and characteristics of coastal upwelling in Listvennichny Bay (Southern Baikal) from 1941 to 2023. *Limnology and Freshwater Biology* 6: 261–274. DOI: [10.31951/2658-3518-2023-A-6-261](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2023-A-6-261)
- Vincent W.F., Gibbs M.M., Dryden S.J. 1984. Accelerated eutrophication in a New Zealand lake: Lake Rotoiti, central North Island. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 18(4): 431–440. DOI: [10.1080/00288330.1984.9516064](https://doi.org/10.1080/00288330.1984.9516064)
- Джеймс Р. 1971. Прогноз термической структуры океана. Ленинград: Гидрометеиздат.
- Карта уклонов озера Байкал. <http://www.lin.irk.ru/intas/maps.htm> (дата обращения 19.04.2024)
- Россолимо Л.Л. 1957. Температурный режим озера Байкал. Труды Байкальской лимнологической станции АН СССР, т. XVI. Москва: Изд-во АН СССР.
- Шерстянкин П.П., Алексеев С.П., Абрамов А.М. и др. 2006. Батиметрическая электронная карта озера Байкал. Доклады Академии Наук 408(1): 102–107.
- Шимараев М.Н. 1977. Элементы теплового режима озера Байкал. Новосибирск: Наука.

Results of expedition measurements of PM₁₀, PAHs and mercury above the water area of Lake Baikal in August 2023



Marinaite I.I.*, Khodzher T.V., Shikhovtsev M.Yu., Lutskin E.S., Potemkin V.L.

Limnological Institute Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Batorskaya Str., 3, Irkutsk, 664033, Russia

ABSTRACT. As a continuation of regular research to obtain information about mechanisms and sources of air pollution above the water area of Lake Baikal, we present the results of the expeditionary studies on the concentrations of PM₁₀, polycyclic aromatic hydrocarbons and gaseous elemental mercury in the near-water layer of the atmosphere above Lake Baikal in August 2023. On the route of the vessel along the perimeter of the lake, the concentrations of pollutants in the near-water atmosphere increased near the local sources of air pollution located on the coast of the southern basin (Listvyanka, Slyudyanka and Baikalsk) as well as at the source of the Angara River with the northwesterly transport from the industrial cities of the Baikal region. Over the study period, the PM₁₀ concentrations averaged 6.0 µg/m³, PAHs–1.1 ng/m³, and gaseous elemental mercury–0.75 ng/m³, which was lower than the values recorded during wildfires between 2016 and 2020 in some areas of Siberia. The resulting concentrations of the investigated air components did not exceed air quality standards. Pairwise correlations during the study period were high between PM₁₀ and PAHs (0.71) and low between PAHs and mercury (0.21).

Keywords: air pollution, PM₁₀ particles, PAHs, mercury, Lake Baikal

For citation: Marinaite I.I., Khodzher T.V., Shikhovtsev M.Yu., Lutskin E.S., Potemkin V.L. Results of expedition measurements of PM₁₀, PAHs and mercury above the water area of Lake Baikal in August 2023 // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - P. 171-180. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-171

1. Introduction

Monitoring of such air pollutants as polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) and gaseous elemental mercury (GEM) is mandatory due to their carcinogenic and toxic hazards for the environment and human health (Kaleta and Kozielska, 2023). The combustion of coal, oil and wood are the primary anthropogenic sources of their release into the atmosphere (Marinaite et al., 2023; Tripathee et al., 2019). From the atmosphere, pollutants enter the underlying surface through wet (precipitation and fog) and dry (gases and particles) deposition. Over the past decade, researchers have been intensively studying climate change and air pollution from industrial enterprises in the Baikal region and local sources of air pollution on the coast of Lake Baikal. Observations of the atmosphere above Lake Baikal during large wildfires in the Baikal region, Krasnoyarsk Territory and Yakutia between 2016 and 2020 revealed the increase in the content of aerosol particles and gaseous impurities (Khodzher et al., 2019; Zhamsueva et al., 2022), total PAH concentration (Marinaite et al.,

2018) and gaseous mercury (Mashyanov et al., 2021) in the air above the water area and the coast of the lake. These toxic substances are deposited onto the water area of the lake, polluting its water (Gorchkov et al., 2021). Control of air pollutants above Lake Baikal is among the priorities in its water quality monitoring.

2. Materials and methods

To assess the contribution of anthropogenic sources of air pollution in the Baikal region and hazardous natural phenomena (wildfires) to air pollution above Lake Baikal, continuous measurements of number and mass concentrations of aerosol particles and GEM were carried out from the board on the research vessel (RV) “G.Yu. Vereshchagin” from 5 to 15 August 2023. 25 aerosol samples were taken and analysed for PAHs. The expedition route ran along the entire perimeter of Lake Baikal with stops in areas having large local sources of air pollution on the lake’s coast and in estuarine areas of large tributaries and bays (Fig. 1).

*Corresponding author.

E-mail address: marin@lin.irk.ru (I.I. Marinaite)

Received: May 13, 2024; **Accepted:** June 03, 2024;

Available online: June 19, 2024

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



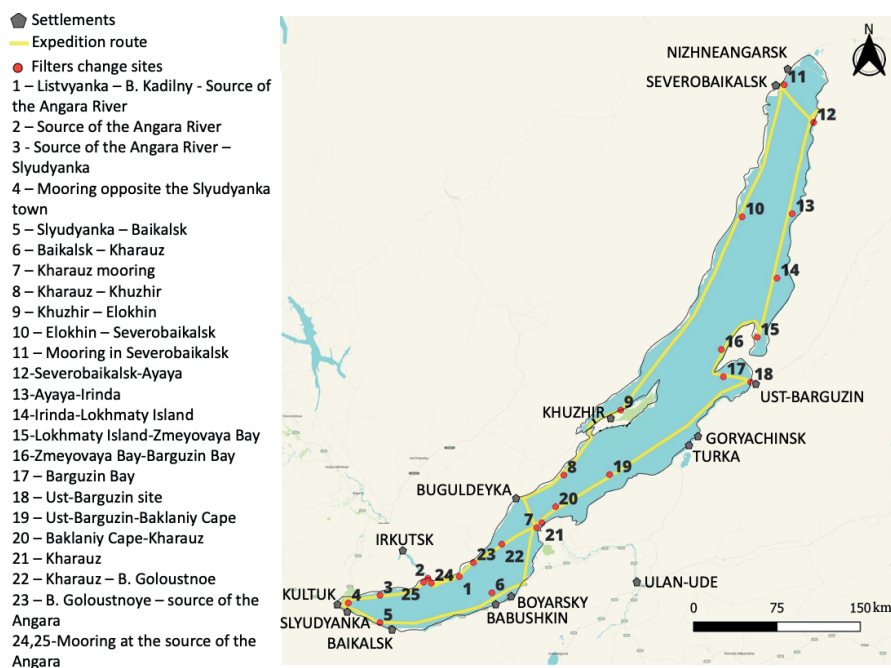


Fig.1. Schematic map of the RV "G.Yu. Vereshchagin" route throughout the water area of Lake Baikal (5–15 August 2023).

To study number concentration and particle size distribution, a Handheld 3016 IAQ particle counter (Lighthouse, USA) was used, allowing continuous measurements of particle sizes in six channels (0.3, 0.5, 1.0, 2.5, 5.0, and 10.0 μm) with averaging over 5 minutes. GEM was measured with a Lumex PA-915M portable automatic mercury analyzer (Russia). The aerosol composition for 21 PAH components was analysed via gas chromatography with mass spectrometric detection on a GC/MS Triple Quad 7000C instrument with GC System 7890B (Agilent Technologies, USA).

3. Results and discussion

Unlike expeditions during wildfires (2018–2020), in 2023, we observed no smoke aerosol in the air above the lake despite fires in Yakutia at the end of summer. The total particulate matter (TPM) ranged from 1 to 12 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, with the maximum of 10–12 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, which was up to 10 times higher than the background values. In the central basin of Lake Baikal, the concentration ranged from 3 to 4 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, and in the northern basin–1 to 2 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Overall, the concentrations obtained throughout the water area of the lake did not exceed the average daily MPC (60 $\mu\text{g}/\text{m}^3$) for the environmental air and were comparable with the 2022 data.

The dynamics of the number concentration of aerosol particles showed the changes both in the medium aerosol fraction with a size of up to 1.0 μm and in a coarse fraction of up to 10 μm . During the expedition, there were several episodes of an increase in the concentration of medium fraction particles ($\text{PM}_{10} < 1 \mu\text{m}$). On the route, the medium fraction ($\text{PM}_{10} < 1 \mu\text{m}$) was 62% (Fig. 3, sample 14) at the background site along the east coast (the middle of the route from Ayaya Bay to Lokhmaty Island). At the estuary of the Kharauz River, during the transition from the east coast of the west coast (the Kharauz estuary–Bolshoye

Goloustnoye), the concentration of the medium fraction reached 65% (samples 21–23) due to the cyclone above Lake Baikal during that period. As we approached local sources of air pollution in the southern basin, the number of the medium aerosol fraction decreased dramatically from 43% to 27% (samples 2–3) and down to 24% in the central basin near the Ust-Barguzin settlement (Fig. 3, sample 15).

The resulting dynamics of the concentration distribution of the total PAHs corresponded to the dynamics of the aerosol particle concentration above the water area of Lake Baikal (Fig. 2), which the close correlations between them confirmed (Table 1) and indicated similar sources of their origin. There was practically no correlation between the concentration of gaseous mercury and the concentrations of PAHs and PM_{10} (Table 1).

During the study period, the total PAH concentration in the near-water atmosphere varied from 0.008 to 8.4 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (mean value $1.1 \pm 2.0 \mu\text{g}/\text{m}^3$), with the highest values in the southern basin (6.3–8.4 $\mu\text{g}/\text{m}^3$).

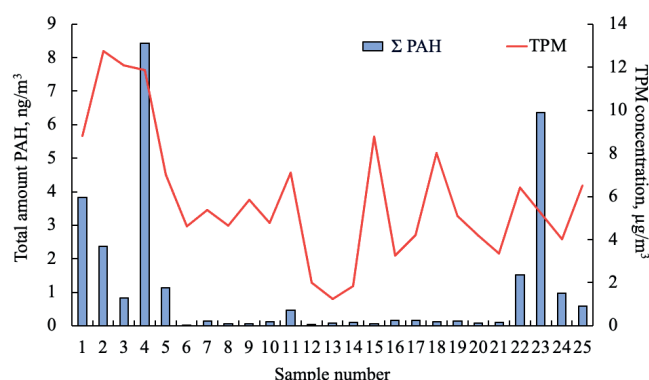


Fig.2. TPM ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) averaged for each sample and the total amount of 21 PAHs (ng/m^3) in the air above the water area of Lake Baikal (5–15 August 2023).

Table 1. Pair correlation coefficients between the total PAH concentration, mass concentration of aerosol particles with different size fractions and mercury above the surface of Lake Baikal

	PAHs	TPM	PM ₁ < 1 μm	PM ₁₀ > 1 μm	Mercury
PAHs	1.00				
TPM	0.49	1.00			
PM ₁ < 1 μm	0.71	0.79	1.00		
PM ₁₀ > 1 μm	0.32	0.96	0.58	1.00	
Mercury	0.21	0.23	0.48	0.09	1.00

Note: TPM–total particulate matter; PM₁ < 1 μm–medium aerosol fraction with particle size less than 1 μm; PM₁₀ > 1 μm–coarse aerosol fraction with particle size of up to 10 μm (Ivlev and Dovgolyuk, 1999).

In the central basin, it varied from 0.050 to 1.5 μg/m³, and in the northern basin—from 0.045 to 0.46 μg/m³. The data obtained during the 2023 expedition appeared to be lower than the concentrations during wildfires on the lake’s coast in 2016 (0.22–133 μg/m³, mean 5.9 ± 22.6 μg/m³), close to the values above the water area of the lake recorded in 2019 (0.11–4.6 μg/m³, mean 0.96 ± 1.0 μg/m³) but higher than the PAH concentrations in 2020 (0.07–2.5 μg/m³, mean 0.4 ± 0.5 μg/m³).

In the southern basin, the elevated PAH concentrations, up to 180 times higher than the background values, were observed along the west coast towards Kadilny–Listvyanka–the Angara River source (up to 3.7 μg/m³, samples 1–2, Fig. 2) as well as during moorings near the towns of Slyudyanka (up to 8.4 μg/m³, sample 4) and Baikalsk (up to 1.1 μg/m³, sample 5) under calm weather and aerosol transport from local sources of air pollution on the coast. Along the east coast and then along the west coast from the southern basin to the central basin and further to the northern basin (Boyarsk settlement–Kharauz estuary–Olkhon Island–Elokhin Cape–Severobaikalsk town), the total PAH concentration in the aerosol was low (0.05 μg/m³) with a gradual increase (up to 0.12 μg/m³, Fig. 2) near the town of Severobaikalsk. Almost all that time, there was low cloudiness in the atmosphere accompanied by periodical precipitation, leading to a clearing of the air. In the northern basin, we recorded high total PAH concentrations near Severobaikalsk (0.46 μg/m³, sample 11) presumably due to emissions of combustion products from the local thermal power plant. When the RV moved along the east coast from the background areas of the northern basin (Ayaya Bay–Khakusy–Chivyrkuy Bay), the total PAH concentration was low (0.045–0.16 μg/m³, samples 12–19). The meteorological conditions at that time were characterised by the presence of small inversions, low cloudiness and periodical precipitation, leading to a clearing of the air. The concentrations of pollutants decreased in the central basin during the transition from Baklaniy Cape to the Kharauz estuary (0.07–0.09 μg/m³, samples 20–21). During the transition from the east coast to the west coast along the Kharauz estuary–Bolshoye Goloustnoye route and further along the west coast to the southern basin (Cadilny Cape–Bolshiye Koty–Listvyanka), the PAH concentration increased from 1.5 to 6.4 μg/m³ (samples 21–23, Fig. 2). We also recorded its growth in the Angara River source (0.97 μg/m³, samples 24–25). The concentration of benzo[a]pyrene standardised in Russia ranged from

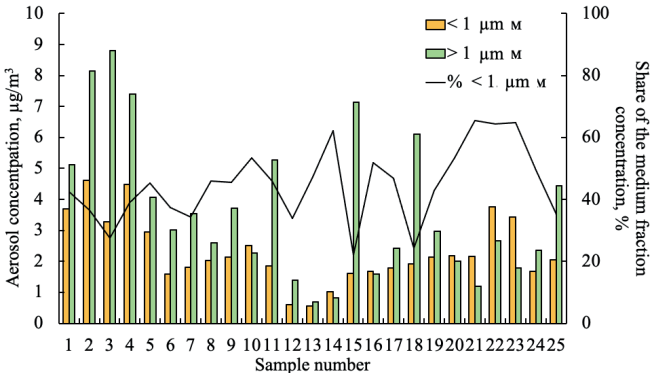


Fig.3. Mass concentration variability (μg/m³) of the medium (PM₁ < 1 μm) and coarse (PM₁₀ from 1 μm to 10 μm) aerosol fractions and the share (%) of the medium fraction in the total aerosol of the near-water atmosphere above Lake Baikal (5-15 August 2023).

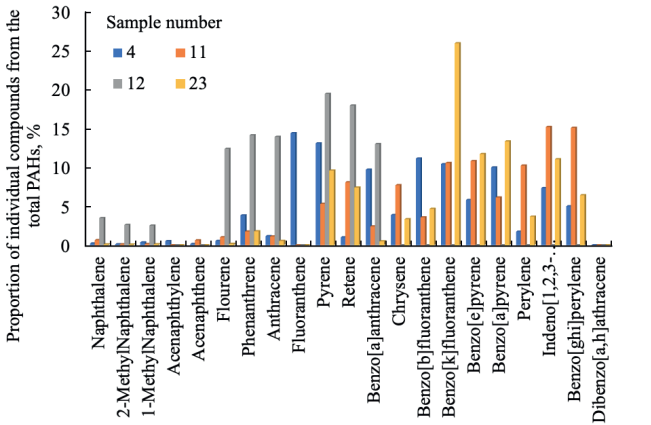


Fig.4. Proportion (%) of individual compounds from the total PAH concentration in aerosol samples 4, 11,12, and 23 above the surface of Lake Baikal (5–15 August 2023).

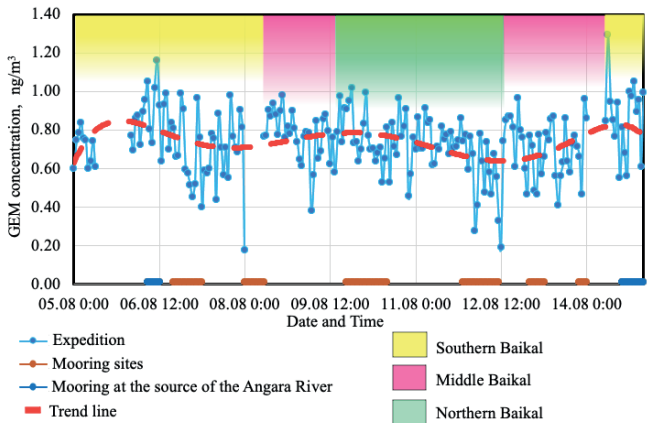


Fig.5. Variability of the GEM concentrations (ng/m³) in the air above the water surface in the southern, central and northern basins of Lake Baikal (5–15 August 2023).

0.001 to 0.84 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (mean $0.09 \pm 0.2 \mu\text{g}/\text{m}^3$) above the entire water area of Lake Baikal and did not exceed MPC (1 $\mu\text{g}/\text{m}^3$).

The composition of individual PAHs sampled from various areas above the lake surface was different (Fig. 4). Among 21 detected PAHs, the proportion of the major compounds decreased in the following sequence: pyrene (11.8%) > benzo[k]fluoranthene (11.7%) > indeno[1,2,3-c,d]pyrene (8.3%) > benzo[e]pyrene (7%), benzo[a]pyrene (7%). A group of PAHs with four, five or six benzene rings predominated in the aerosol samples near local sources of air pollution in the southern basin (samples 4, 11 and 23), with their proportion of up to 84% from the total mass. This indicates the pyrogenic nature of the air pollution sources during combustion of coal, wood and liquid fuels (Othman et al., 2022). In sample 12, along the Severobaikalsk town–Ayaya Bay route, the amount of retene (biomass combustion component) reached 18% of the total mass of detected compounds.

We estimated PAH fluxes from the atmosphere to the surface of the lake. To determine them, we used a particle sedimentation rate of 0.02 m/s adopted in (Duce and Neil, 1991). Like in case of the concentrations, we identified the maximum PAH fluxes near the local air pollution sources along the west (Listvyanka settlement and the Angara source) and east (Slyudyanka town) coasts of the southern basin (1.7–102 $\mu\text{g}/\text{m}^2/\text{week}$). In the central basin, PAH fluxes amounted to 0.6–1.7 $\mu\text{g}/\text{m}^2/\text{week}$, and in the northern basin–0.5–5.6 $\mu\text{g}/\text{m}^2/\text{week}$ with an elevated value near Severobaikalsk. The results turned out to be 15 times lower than the fluxes calculated for the Buguldeika area during wildfires in the summer of 2016 (490–1600 $\mu\text{g}/\text{m}^2/\text{week}$) (Marinaite et al., 2018).

The GEM concentration above the lake varied from 0.18 to 1.29 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. The highest values were in the southern basin (0.4–1.29 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, mean $0.76 \pm 0.19 \mu\text{g}/\text{m}^3$). In the central basin, it ranged from 0.18 to 1.07 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (mean $0.73 \pm 0.13 \mu\text{g}/\text{m}^3$), and in the northern basin–from 0.19 to 1.02 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (mean $0.72 \pm 0.12 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Therefore, during the 2023 expedition, average GEM concentrations above the lake varied insignificantly and appeared to be lower than the average value of 1.1 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Mashyanov et al., 2021) analysed above the lake in July 2018 during smog from wildfires. No significant anomalies in the mercury concentrations in the air above the lake were observed during the expedition. Some increase in its concentration in the southern basins can be explained by the transport from the local air pollution sources, such as boiler houses and thermal power plants located in the settlements on the coast, as well as by the transport of pollutants from large thermal power plants located in the cities of the Baikal region along the valley of the Angara River (Fig. 5). Mercury degassing through deep fault zones may be a potential natural source of mercury emissions into the air because Lake Baikal is situated within the seismically active Baikal Rift Zone. The literature provides the data on a slight increase in the mercury concentration up to 1.6 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ above gas hydrate deposits and oil seepages onto the lake sur-

face (Mashyanov et al., 2021), although unambiguous evidence of a connection between airborne mercury anomalies and tectonic structures has not been found. The mean mercury concentration of $0.74 \pm 0.17 \mu\text{g}/\text{m}^3$ recorded above Lake Baikal during the expedition was two times lower than the mean value of $1.6 \pm 0.15 \mu\text{g}/\text{m}^3$ recorded at the coastal monitoring station on the west coast of the southern basin in the Listvyanka settlement on the same days of observations (Lutskin et al., 2023) and can be explained by its deposition from the atmosphere during moisture condensation above the water surface.

4. Conclusion

During the expedition onboard the RV “G.Yu. Vereshchagin” from 5 to 15 August 2023, we revealed a spatiotemporal pattern of pollutant distribution (PM_{10} , PAHs and GEM) in the air above the water area of Lake Baikal and estimated fluxes of pollutants onto the water surface of the lake. A 180-fold increase in the concentrations in comparison with the background values for PAHs and a 10-fold increase of PM_{10} determined in clean areas of the lake were observed in the southern basin near the settlements (Listvyanka, Slyudyanka and Baikalsk) under calm weather conditions and at the source of the Angara River with northwesterly wind. At the same time, the concentrations of benzo[a]pyrene and aerosol particles did not exceed air quality standards. The concentration of the total PAHs and the medium ($\text{PM}_1 < 1 \mu\text{m}$) and coarse (PM_{10} from 1 to 10 μm) aerosol fractions showed a positive correlation, indicating a similar location of their sources. PAH fluxes onto the water surface of the lake were 15 times lower than the values obtained during the fire danger period of 2016. The mean mercury concentration in the air above the lake ($0.74 \pm 0.17 \mu\text{g}/\text{m}^3$) was lower than the coastal values obtained at the monitoring station in the Listvyanka settlement ($1.6 \pm 0.15 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

5. Acknowledgments

This study was supported by the Russian Science Foundation (19–77–20058 P). Chemical analysis of PAHs was carried out using the equipment of the Collective Instrumental Center “Ultramicroanalysis” at Limnological Institute SB RAS.

Conflict of interest

The authors declare no conflict of interest.

References

- Duce R.A., Neil W.T. 1991. Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. *Limnology and Oceanography* 36(8): 1715–1726. DOI: [10.4319/lo.1991.36.8.1715](https://doi.org/10.4319/lo.1991.36.8.1715)
- Gorchkov A.G., Izosimova O.N., Kustova O.V. et al. 2021. Wildfires as a Source of PAHs in Surface Waters of Background Areas (Lake Baikal, Russia). *Water* 13(2636): 1–16. DOI: [10.3390/w13192636](https://doi.org/10.3390/w13192636)

Ivlev L.S., Dovgolyuk Yu.A. 1999. Physics of atmospheric aerosol systems. St. Petersburg: NIIKH St. Petersburg State University. (in Russian).

Kaleta D., Kozielska B. 2023. Spatial and Temporal Volatility of PM_{2.5}, PM₁₀ and PM₁₀-Bound B[a]P Concentrations and Assessment of the Exposure of the Population of Silesia in 2018–2021. *International Journal of Environmental Research and Public Health* 20(1): 138. DOI: [10.3390/ijerph20010138](https://doi.org/10.3390/ijerph20010138)

Khodzher T.V., Zhamsueva G.S., Zayakhanov A.S. et al. 2019. Ship-based studies of aerosol-gas admixtures over Lake Baikal basin in summer 2018. *Atmospheric and Oceanic Optics* 32 (4): 434–441. DOI: [10.1134/S1024856019040067](https://doi.org/10.1134/S1024856019040067)

Lutskin E.S., Shikhovtsev M.Yu., Molozhnikova E.V. et al. 2023. Mercury in the air and precipitation in 2022-2023 at the Listvyanka station (Southern Baikal region). In: XXX working group “Aerosols of Siberia”, pp. 21-22.

Marinaite I.I., Khodzher T.V., Obolkin V.A. et al. 2023. Polycyclic aromatic hydrocarbons and PM₁₀, PM_{2.5}, PM_{1.0} Particles in the atmosphere over the Southern Baikal Region. *Russian Meteorology and Hydrology* 48 (4): 300–308. DOI: [10.3103/S1068373923040027](https://doi.org/10.3103/S1068373923040027)

Marinaite I.I., Molozhnikova E.V., Khodzher T.V. 2018. PAHs transfer and intake to the water area of Lake Baikal

during the summer forest fires in 2016. *Proceedings of SPIE*. 1083374. DOI: [10.1117/12.2502818](https://doi.org/10.1117/12.2502818)

Mashyanov N., Obolkin V., Pogarev S. et al. 2021. Air mercury monitoring at the Baikal area. *Atmosphere* 12(7): 807. DOI: [10.3390/atmos12070807](https://doi.org/10.3390/atmos12070807)

Othman N., Ismail Z., Selamat M. et al. 2022. A Review of Polychlorinated Biphenyls (PCBs) Pollution in the Air: Where and How Much Are We Exposed to? *International Journal of Environmental Research and Public Health* 19(21): 13923. DOI: [10.3390/ijerph192113923](https://doi.org/10.3390/ijerph192113923)

Tripathi L., Guo J., Kang S. et al. 2019. Spatial and temporal distribution of total mercury in atmospheric wet precipitation at four sites from the Nepal-Himalayas. *Science of the Total Environment* 655: 1207-1217. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2018.11.338](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.338)

Zhamsueva G., Zayakhanov A., Khodzher T. et al. 2022. Studies of the dispersed composition of atmospheric aerosol and its relationship with small gas impurities in the near-water layer of Lake Baikal based on the results of ship measurements in the summer of 2020. *Atmosphere* 13(1): 139. DOI: [10.3390/atmos13010139](https://doi.org/10.3390/atmos13010139)

Результаты экспедиционных измерений PM_{10} , ПАУ и ртути над поверхностью оз. Байкал в августе 2023 года

Оригинальная статья

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGYМаринайте И.И.*^{ORCID}, Ходжер Т.В.^{ORCID}, Шиховцев М.Ю.^{ORCID}, Луцкин Е.С., Потёмкин В.Л.^{ORCID}

Лимнологический институт, Сибирское отделение Российской академии наук, Улан-Баторская, 3, Иркутск, 664033, Россия

АННОТАЦИЯ. В продолжение регулярных исследований, проводимых с целью получения информации о механизмах и источниках загрязнения атмосферы над акваторией оз. Байкал, представлены результаты экспедиционных исследований содержания PM_{10} , ПАУ и газообразной элементарной ртути в приводном слое атмосферы озера Байкал в августе 2023 г. На маршруте следования судна по периметру озера наблюдалось увеличение концентрации загрязняющих веществ в приводной атмосфере вблизи локальных источников загрязнения, расположенных на побережье Южного Байкала (п. Листвянка, гг. Слюдянка, Байкальск), и в истоке Ангары при северо-западном переносе от промышленных городов региона. За период исследования концентрации PM_{10} составили, в среднем, 6.0 мкг/м³, ПАУ – 1.1 нг/м³, газообразной элементарной ртути – 0.75 нг/м³, что было ниже результатов, обнаруженных при пожарах 2016–2020 гг. в отдельных районах Сибири. Полученные концентрации исследуемых компонентов атмосферы не превышали стандарты качества воздуха. Значение коэффициентов парной корреляции за период исследования было высокое между PM_1 и ПАУ – 0.71, низкое между ПАУ и ртутью – 0.21.

Ключевые слова: загрязнение атмосферы, частицы PM_{10} , ПАУ, ртуть, Байкал

Для цитирования: Маринайте И.И., Ходжер Т.В., Шиховцев М.Ю., Луцкин Е.С., Потёмкин В.Л. Результаты экспедиционных измерений PM_{10} , ПАУ и ртути над поверхностью оз. Байкал в августе 2023 года // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - С. 171-180. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-171

1. Введение

Мониторинг таких микропримесей, как полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) и газообразная элементарная ртуть в атмосферном воздухе, является обязательным вследствие их канцерогенной и токсической опасности для окружающей среды и здоровья человека (Kaleta and Kozielska, 2023). К антропогенным источникам поступления их в атмосферу относятся, прежде всего, сжигание угля, нефти, древесины (Маринайте и др., 2023; Tripathi et al., 2019). Из атмосферы загрязняющие вещества поступают на подстилающую поверхность посредством влажного (осадки, туман) и сухого (газы, частицы) осаждения. В Байкальском регионе на протяжении последнего десятилетия интенсивно исследуется динамика изменения климата и загрязнение воздушного бассейна от региональных промышленных предприятий и локальных источников на побережье озера. Наблюдения, проведенные в атмосфере над Байкалом во время крупных лесных пожаров в Прибайкалье, Красноярском крае и

Якутии в 2016–2020 гг., показали рост содержания в атмосфере аэрозольных частиц, газовых примесей (Ходжер и др., 2019; Zhamsueva et al., 2022), суммарной концентрации ПАУ (Marinaite et al., 2018), газообразной ртути (Mashyanov et al., 2021) в атмосферном воздухе над акваторией и побережьем озера. Эти токсичные вещества осаждаются на акваторию озера, загрязняя его воды (Gorshkov et al., 2021). Контроль загрязняющих примесей в атмосфере над озером является одной из приоритетных задач при мониторинге качества его вод.

2. Используемые методы и материалы

Для оценки вклада антропогенных источников Прибайкалья и опасных природных явлений (лесные пожары) в загрязнение атмосферы над оз. Байкал с 5 по 15 августа 2023 г. с борта научно-исследовательского судна “НИС Верещагин” проведены непрерывные измерения счетной и массовой концентрации аэрозольных частиц, газообразной

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: marin@lin.irk.ru (И.И. Маринайте)

Поступила: 13 мая 2024; Принята: 03 июня 2024;

Опубликована online: 19 июня 2024

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



элементарной ртути, отобрано и проанализировано 25 образцов аэрозоля на содержание ПАУ. Маршрут экспедиции проходил по всему периметру озера Байкал с остановками в районах крупных локальных источников загрязнения атмосферы на побережье озера, устьевых участках крупных притоков и заливах (Рис. 1).

Для исследования счетной концентрации и распределения частиц по размерам применялся счетчик частиц Handheld 3016 IAQ (фирма Lighthouse США), позволяющий измерять размеры частиц по 6 каналам (0.3, 0.5, 1.0, 2.5, 5.0, 10.0 мкм) в непрерывном режиме с усреднением в течение 5 минут. Измерения в воздухе газообразной элементарной ртути проводились с использованием портативного автоматического ртутного монитора Lumex RA-915M (Россия). Состав аэрозоля на 21 компонент ПАУ проанализировали с помощью газовой хроматографии с масс-спектрометрическим детектированием на приборе GC/MS Triple Quad 7000C с GC System 7890B (фирма Agilent Technologies, США).

3. Результаты и обсуждение

В отличие от экспедиций в период лесных пожаров 2018–2020 гг., в 2023 г. дымовой аэрозоль в атмосфере над озером не наблюдался, хотя в конце лета фиксировались пожары на территории Якутии. Полная массовая концентрации частиц ТРМ изменялась в пределах от 1 до 12 мкг/м³ с максимумом над Южным Байкалом в 10-12 мкг/м³, что до 10 раз выше фоновых значений. В Средней котловине изменения фиксировались в пределах от 3 до 4 мкг/м³, в Северной от 1 до 2 мкг/м³. В целом, по акватории озера полученные концентрации не превышали среднесуточной величины ПДК (60 мкг/м³) для атмосферного воздуха окружающей среды и соизмеримы с результатами 2022 г.

В динамике счетной концентрации аэрозольных частиц изменения отмечены как в средней фракции аэрозоля с размером до 1.0 мкм, так и в грубодисперсной фракции до 10 мкм. Во время экспедиционных работ отмечалось несколько эпизодов роста концентрации частиц средней фракции (PM₁ < 1 мкм). По маршруту в фоновом районе вдоль восточного берега (середина маршрута от б. Ая – остров Лохматый), количество средней фракции (PM₁ < 1 мкм) составляло 62% (Рис. 3, проба 14). В устье Харауза и при переходе от восточного берега к западному (устье Харауза-Большое Голоустное) за счет действующего над оз. Байкал в этот период циклона, содержание средней фракции достигало 65% (пробы 21-23). В Южном Байкале с приближением к локальным источникам количество средней фракции аэрозоля резко снижалось с 43% до 27% (пробы 2-3), в Среднем Байкале у п. Усть-Баргузин – до 24% (Рис. 3, проба 15).

Полученная динамика распределения концентрации суммы ПАУ соответствовала динамике концентрации аэрозольных частиц над акваторией Байкала (Рис. 2), что подтверждается тесными корреляционными связями между ними (Таблица 1) и указывает на сходные источники их происхождения. Корреляция же концентрации газообразной ртути с концентрациями ПАУ и PM₁₀ практически отсутствовала (Таблица 1).

За исследуемый период суммарная концентрация ПАУ в приводной атмосфере изменялась от 0.008 до 8.4 нг/м³ (среднее значение 1.1 ± 2.0 нг/м³) с наибольшими значениями в Южной котловине Байкала (6.3-8.4 нг/м³). В Средней котловине изменения были в пределах от 0.050 до 1.5 нг/м³, в Северной от 0.045 до 0.46 нг/м³. Полученные результаты в экспедиционный период 2023 года оказались ниже концентраций при пожарах на побережье озера в 2016 г. (0.22-133 нг/м³,

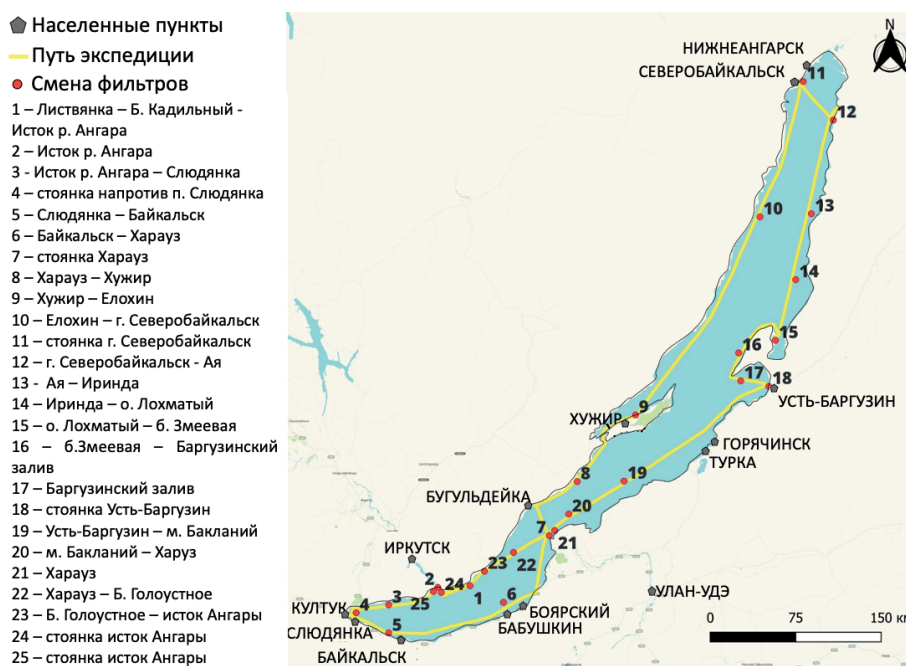


Рис.1. Карта-схема движения научно-исследовательского судна «Г.Ю.Верещагин» по акватории оз. Байкал с 5.08 по 15.08.2023 г.

Таблица 1. Коэффициенты парной корреляции между суммарной концентрацией ПАУ, массовой концентрацией аэрозольных частиц разных размерных фракций и ртути над поверхностью оз. Байкал

	ПАУ	ТРМ	PM ₁ < 1 мкм	PM ₁₀ > 1 мкм	Ртуть
ПАУ	1.00				
ТРМ	0.49	1.00			
PM ₁ < 1 мкм	0.71	0.79	1.00		
PM ₁₀ > 1 мкм	0.32	0.96	0.58	1.00	
Ртуть	0.21	0.23	0.48	0.09	1.00

Примечание: ТРМ – суммарная концентрация аэрозольных частиц; PM₁ < 1мкм – среднedisперсная фракции аэрозоля с размером частиц менее 1 мкм; PM₁₀ > 1мкм – грубодисперсная фракция аэрозоля с размером частиц до 10 мкм (Ивлев и Довголюк, 1999).

среднее 5.9 ± 22.6 нг/м³), на уровне значений над акваторией озера в 2019 г. ($0.11\text{--}4.6$ нг/м³, среднее 0.96 ± 1.0 нг/м³), но выше концентраций ПАУ в 2020 г. – от 0.07 до 2.5 нг/м³ (среднее значение 0.4 ± 0.5 нг/м³)).

Во время работ в Южной котловине Байкала повышенное содержание ПАУ до 180 раз от фоновых значений наблюдалось на маршруте вдоль западного побережья озера по направлению Кадильный – Листвянка – Исток р. Ангары (до 3.7 нг/м³ проба № 1-2, Рис. 2) и на стоянке у г. Слюдянка (до 8.4 нг/м³ проба № 4), у г. Байкальск (до 1.1 нг/м³ проба № 5) в условиях штилевой погоды и выноса аэрозоля от локальных источников побережья. На маршруте вдоль восточного, а затем вдоль западного берега из Южного Байкала в Средний и далее в Северный (п. Боярск – устье Харауза – остров Ольхон – мыс Елохин – г. Северобайкальск) содержание суммы ПАУ в аэрозоле было низким (0.05 нг/м³) с постепенным возрастанием (до 0.12 нг/м³, Рис. 2) при подходе к г. Северобайкальску. Практически за весь этот период в атмосфере наблюдалась низкая облачность, сопровождавшаяся периодически выпадающими осадками, приводящими к очищению атмосферы. Во время работ по Северному Байкалу, повышенное содержание суммы ПАУ наблюдалось на стоянке у г. Северобайкальск (0.46 нг/м³, проба №11), предположительно за счет выбросов продуктов сгорания ТЭЦ города Северобайкальска. При следовании судна вдоль восточного берега из фоновых районов Северного Байкала (бухта Ая – Хакусы – Чивыркуйский залив) было выявлено низкое содержание суммы ПАУ 0.045-0.16 нг/м³ (пробы № 12-19). Метеорологическая обстановка в этот период характеризовалась наличием небольших инверсий, низкой облачностью и периодически выпадающими осадками, которые приводили к очищению атмосферы. Снижение концентрации загрязняющих примесей отмечено в Среднем Байкале при переходе от мыса Бакланый до устья Харауза (0,07-0,09 нг/м³ пробы № 20-21). На переходе от восточного берега на западный по маршруту устье Харауза – Большое Голоустное и далее вдоль западного берега в Южный Байкал (м. Кадильный – Большие Коты – п. Листвянка), содержание ПАУ возросло от 1.5 до 6.4 нг/м³ (пробы № 21-23, Рис. 2). Их рост так же отмечен в истоке р. Ангара (0.97 нг/м³, пробы № 24-25). Концентрация бенз(а)пирена, нормируемого в России, над всей аквато-

рией оз. Байкал изменялась от 0.001 до 0.84 нг/м³ (среднее 0.09 ± 0.2 нг/м³), и не превышала норм ПДК (1 нг/м³).

Отмечены различия в составе индивидуальных ПАУ, отобранных из различных районов над поверхностью озера (Рис. 4). Из 21 обнаруженных ПАУ доля основных соединений уменьшалась в последовательности: пирен (11.8%) > бенз(к)флуорантен (11.7%) > индено(1,2,3-с,д)пирен (8,3%) > бенз(е)пирен (7%), бенз(а)пирен (7%). В пробах аэрозолей вблизи локальных источников южной части Байкала (№ 4, 11, 23) преобладала группа ПАУ с четырьмя-пятью- шестью бензольными кольцами их доля – до 84% от общей массы. Это указывает

Рис.2. Массовая концентрация частиц ТРМ (мкг/м³), усредненная для каждой пробы, и сумма 21 ПАУ (нг/м³) в атмосфере над акваторией оз. Байкал (5-15 августа 2023 г.)

Рис.3. Изменчивость массовой концентрации (мкг/м³) средней (PM₁ < 1мкм) и грубодисперсной фракции (PM₁₀ от 1мкм до 10 мкм) аэрозоля и доля (%) средней фракции в общей массе аэрозоля в приводной атмосфере оз. Байкал (5-15 августа 2023 г.)

на пирогенный характер источников при сжигании угля, древесины, жидкого топлива (Othman et al., 2022). В пробе 12 на маршруте г. Северобайкальск – бухта Ая количество ретена (компонента горения биомассы) достигало 18 % от общей массы обнаруженных соединений.

Оценены потоки ПАУ из атмосферы на поверхность озера. Для их определения использовали скорость осаждения 0.02 м/сек частиц, принятую в работе (Duce and Neil, 1991). Как и концентрации, максимальные потоки ПАУ определены у локальных источников вдоль западного (Листвянка, исток Ангары) и восточного (г. Слюдянка) побережья Южного Байкала (1.7 - 102 мкг/м²/неделя). В Среднем Байкале потоки ПАУ составили 0.6-1.7 мкг/м²/неделя, в Северном – 0.5-5.6 мкг/м²/неделя с повышенным значением у г. Северобайкальска. Результаты оказались в 15 раз ниже потоков, рассчитанных для района Бугульдейки при пожарах летом 2016 г. (490-1600 мкг/м²/неделя) (Marinaite et al., 2018).

Концентрация газообразной элементарной ртути над озером изменялась от 0.18 до 1.29 нг/м³. Наибольшие значения обнаружены в Южном Байкале (0.4-1.29 нг/м³, средняя величина 0.76 ± 0.19 нг/м³). В Среднем Байкале ее изменения были в пределах от 0.18 до 1.07 нг/м³ (средняя 0.73 ± 0.13 нг/м³), Северном от 0.19 до 1.02 нг/м³ (средняя 0.72 ± 0.12 нг/м³). Таким образом, средние значения концентрации газообразной элементарной ртути в экспедиции 2023 г. над озером изменялись незначительно и оказались ниже средних величин 1.1 нг/м³ (Mashyanov et al., 2021), проанализированных над озером в июле 2018 года во время дымового смога от лесных пожаров. За время экспедиции существенных аномалий концентрации ртути в воздухе над озером обнаружено не было. Некоторое повышение ее концентрации в Южном Байкале можно объяснить переносом от локальных источников – котельных, ТЭЦ, расположенных в населенных пунктах побережья, а также переносом загрязнений от крупных ТЭЦ из городов Прибайкалья по долине р. Ангары (Рис. 5). Потенциальным естественным источником выбросов ртути в атмосферу может быть дегазация ртути через зоны глубинных разломов, так как Байкал находится в пределах сейсмически активной Байкальской рифтовой зоны. В литературе приводятся данные небольшого увеличения концентрации ртути до 1.6 нг/м³ над газогидратными залежами и выходами нефти на поверхность озера (Mashyanov et al., 2021), хотя однозначных доказательств связи воздушных ртутных аномалий с тектоническими структурами не найдено. Средняя концентрация ртути 0.74 ± 0.17 нг/м³, зафиксированная во время экспедиции над Байкалом, была в два раза меньше средней величины – 1.6 ± 0.15 нг/м³, зафиксированной на береговой станции мониторинга западного побережья Южного Байкала в п. Листвянка в те же дни наблюдений (Луцкий и др., 2023) и, вероятно, объясняется осаждением ее из атмосферы в процессе конденсации влаги над водной поверхностью.

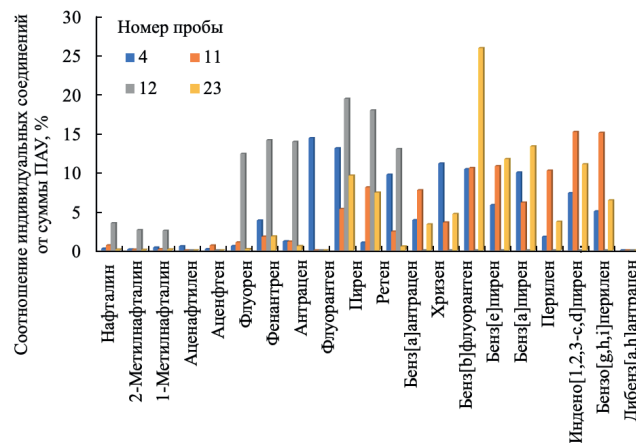


Рис.4. Доля (%) индивидуальных соединений от суммарной концентрации ПАУ в пробах аэрозоля № 4, 11, 12, 23 над поверхностью Байкала (5-15 июля 2023 г.)

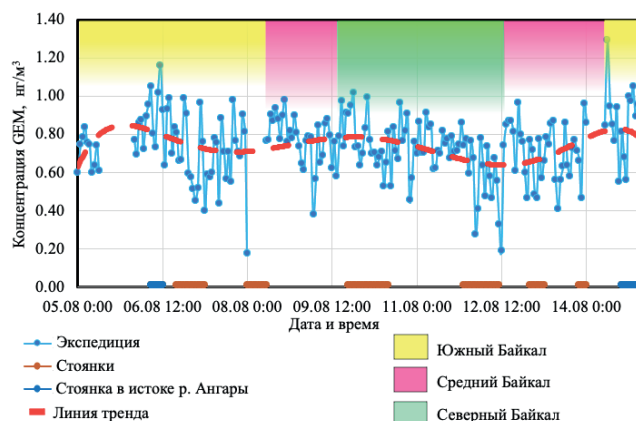


Рис.5. Изменчивость концентрации газообразной элементарной ртути (нг/м³) в атмосфере над поверхностью южной, средней и северной котловинами Байкала (5-15 июля 2023 г.)

4. Заключение

Во время экспедиционных работ на судне НИС «Г.Ю.Верещагин» с 5 по 15 августа 2023 г. выявлена пространственно-временная картина распределения загрязняющих примесей (PM₁₀, ПАУ и газообразной элементарной ртути) в атмосфере над акваторией оз. Байкал, оценены потоки на водную поверхность озера. Повышение концентрации до 180 раз от фоновых значений для ПАУ, до 10 раз для PM₁₀ (определенных в чистых районах озера), наблюдались в Южном Байкале у населенных пунктов (п. Листвянка, гг. Слюдянка, Байкальск) в условиях штилевой погоды и в Истоке Ангары при северо-западном ветре. При этом концентрации бенз(а)пирена и аэрозольных частиц не превышали стандартов качества воздуха. Обнаружена положительная корреляция концентрации суммы ПАУ с средней (PM₁ < 1мкм) и грубодисперсной (PM₁₀ от 1 до 10 мкм) фракциями аэрозоля, что указывает на сходное расположение их источников. Потоки ПАУ на водную поверхность озера были в 15 раз ниже значений, полученных в пожароопасный период 2016 года. Средняя концентрация ртути в атмосфере над озером (0.74 ± 0.17 нг/м³) определена ниже уровня береговых значений на станции мониторинга в п. Листвянка (1.6 ± 0.15 нг/м³).

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (19-77-20058 П). Химический анализ ПАУ выполнен с использованием оборудования Центра коллективного пользования “Ультромикроанализ” Лимнологического института СО РАН.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

- Ивлев Л.С., Довголюк Ю.А. 1999. Физика атмосферных аэрозольных систем. Санкт-Петербург: Издательство Санкт-Петербургского Государственного университета.
- Луцкий Е.С., Шиховцев М.Ю., Моложникова Е.В. и др. 2023. Ртуть в атмосферном воздухе и осадках в 2022-2023 гг. на станции Листвянка (Южное Прибайкалье). В: XXX рабочая группа «Аэрозоли Сибири», С. 21-22.
- Маринаяте И.И., Ходжер Т.В., Оболкин В.А. и др. 2023. Полициклические ароматические углеводороды и частицы PM_{10} , $PM_{2.5}$, PM_1 в атмосфере Южного Прибайкалья. Метеорология и гидрология 48 (4): 22-32. DOI: [10.52002/0130-2906-2023-4-22-32](https://doi.org/10.52002/0130-2906-2023-4-22-32)
- Ходжер Т.В., Жамсуева Г.С., Заяханов А.С. и др. 2019. Результаты корабельных исследований аэрозольно-газовых примесей над акваторией оз. Байкал летом 2018 г. Оптика атмосферы и океана 32 (4): 289-295. DOI: [10.15372/AOO20190406](https://doi.org/10.15372/AOO20190406)

- Duce R.A., Neil W.T. 1991. Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. *Limnology and Oceanography* 36 (8):1715-1726. DOI: [10.4319/lo.1991.36.8.1715](https://doi.org/10.4319/lo.1991.36.8.1715)
- Gorshkov A.G., Izosimova O.N., Kustova O.V. et al. 2021. Wildfires as a Source of PAHs in Surface Waters of Background Areas (Lake Baikal, Russia). *Water* 13 (2636): 1-16. DOI: [10.3390/w13192636](https://doi.org/10.3390/w13192636)
- Kaleta D., Kozielska B. 2023. Spatial and Temporal Volatility of $PM_{2.5}$, PM_{10} and PM_{10} -Bound B[a]P Concentrations and Assessment of the Exposure of the Population of Silesia in 2018–2021. *International Journal of Environmental Research and Public Health* 20(1): 138. DOI: [10.3390/ijerph20010138](https://doi.org/10.3390/ijerph20010138)
- Marinaite I.I., Molozhnikova E.V., Khodzher T.V. 2018. PAHs transfer and intake to the water area of Lake Baikal during the summer forest fires in 2016. *Proceedings of SPIE* 1083374. DOI: [10.1117/12.2502818](https://doi.org/10.1117/12.2502818)
- Mashyanov N., Obolkin V., Pogarev S. et al. 2021. Air mercury monitoring at the Baikal area. *Atmosphere* 12(7): 807. DOI: [10.3390/atmos12070807](https://doi.org/10.3390/atmos12070807)
- Othman N., Ismail Z., Selamat M. et al. 2022. Review of Polychlorinated Biphenyls (PCBs) Pollution in the Air: Where and How Much Are We Exposed to? *International Journal of Environmental Research and Public Health* 19 (21): 13923. DOI: [10.3390/ijerph192113923](https://doi.org/10.3390/ijerph192113923)
- Tripathi L., Guo J., Kang S. et al. 2019. Spatial and temporal distribution of total mercury in atmospheric wet precipitation at four sites from the Nepal-Himalayas. *Science of the Total Environment* 655:1207-1217. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2018.11.338](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.338)
- Zhamsueva G., Zayakhanov A., Khodzher T. et al. 2022. Studies of the dispersed composition of atmospheric aerosol and its relationship with small gas impurities in the near-water layer of Lake Baikal based on the results of ship measurements in the summer of 2020. *Atmosphere* 13(1): 139. DOI: [10.3390/atmos13010139](https://doi.org/10.3390/atmos13010139)

Indicators of high and low inflow to Lake Baikal and the runoff of its main rivers

Original Article

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGYSinyukovich V.N. *Limnological Institute Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Batorskaya Str., 3, Irkutsk, 664033, Russia*

ABSTRACT. The differentiation of the surface water inflow values to Lake Baikal and the runoff characteristics of the main Baikal rivers into seven gradations according to the water availability conditions was studied on the basis of regular observations. This classification enables to operate with numerical values of the water availability criteria of the considered indicators. It has been demonstrated that the range of fluctuations in the river inflow and runoff within individual classes (gradations) is determined by sample distribution parameters, with the range narrowing from high to low water availability. The classes of catastrophically high or low water content in the annual and monthly inflow values and the runoff characteristics of the Selenga, Upper Angara and Barguzin rivers for 1961–2020 were observed mostly once each. For earlier years, which are outside the calculation period, the values of inflow and water runoff of the rivers with a lower recurrence rate were observed. The low inflow observed in 1903 and the spring flood period of the Barguzin River in 1936 corresponded to a recurrence interval of once every 1,000 years or less frequently.

Keywords: inflow, water discharge, provision, classification, water availability class.

For citation: Sinyukovich V.N. Indicators of high and low inflow to Lake Baikal and the runoff of its main rivers // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - P. 181-194. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-181

1. Introduction

In the context of the river water availability, the criteria employed (high, low, average) are typically of a qualitative nature, despite the fact that hydrology has been utilizing a classification of river runoff values into different gradations (categories, classes) for a relatively long period of time based on their provision (P). One of the earliest classifications of water availability for annual river runoff, which allows for the allocation of high-water years ($P < 25\%$), medium-water years (P from 25 to 75%), and low-water years ($P > 75\%$), was proposed by the SHI (State Hydrological Institute) in the middle of the twentieth century (Kuzin, 1953). This was evidently insufficient for practice, and furthermore, the number of gradations in terms of water availability increased. In the work of Kochukova (1955), the number of gradations was increased to seven, with the high-water and low-water gradations divided into three additional classes. However, in spite of widespread use of runoff characteristics of estimated water provision in planning and constructive practice, there are still no unified criteria for determining quantitative indicators

of high or low water availability of rivers in the normative-legal base of the Russian Federation on water resources. The necessity for different requirements regarding boundary water discharges can be attributed to the varying coverage domains and tasks to be solved. Furthermore, the discreteness of data presentation and their averaging must be considered, with annual, monthly, daily, and urgent averages being employed. Urgent averages are typically used for maximum and minimum water discharges corresponding to the highest or lowest water levels at the observation dates.

Hydrological calculations focus on critical values of river runoff that have a probability of occurrence of no more than 5-10% (SR (Set of Rules) 33, SR 115, SR 482). Capital objects are calculated for discharges and water levels of infrequent recurrence, defined as events that occur once in 100 or 1,000 years or more (with a probability of 1 or 0.1% or less). In the context of climate change, the probability of such events may significantly increase. To illustrate, the probability of a catastrophic flood in California, comparable to the megaflood of 1862, resulting from an increase in atmospheric water vapor and the replacement of a portion

*Corresponding author.

E-mail address: sin@lin.irk.ru (V.N. Sinyukovich)

Received: May 15, 2024; **Accepted:** June 10, 2024;

Available online: June 19, 2024

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



of the solid precipitation falling in mountainous regions by liquid precipitation due to warming is estimated to be several times greater (Huang and Swain, 2022).

For Lake Baikal, the problems of water availability indicators have been exacerbated since 2001 due to the restrictions of its level regulation limits. It is necessary to introduce normative-legal relations in the sphere of water resources using quantitative criteria of low-water or high-water periods to find a right solution. In this context, Abasov et al. (2017) considered the option of dividing the useful inflow values to Lake Baikal into five water availability gradations. In the work of Bolgov et al. (2018), the boundary values of inflow for water provision below 50% are estimated. Within the assignment of NRM (Natural Resources Ministry) on optimization of the level regime of Lake Baikal, the SHI proposed a scheme for dividing the useful inflow to Lake Baikal into seven water content gradations. Concurrently, it becomes evident that in order to enhance the efficacy of the regulation of lake runoff and its level, to safeguard the Baikal ecosystem, and to minimize the potential socio-economic risks in the region, quantitative water availability indicators should be based not only on inflow, but also on other characteristics of the water regime in the Baikal basin, and be enshrined in legislation. This paper is aimed at examining these factors in relation to the total surface water inflow to Lake Baikal and the runoff of its principal tributaries.

2. Materials and methods

The study was based on Roshydromet observations of monthly and annual volumes of total river water inflow from the Baikal catchment area and runoff of its main tributaries in the closing stations: the Selenga (Mostovoy Passage, basin area is 440,000 km²), the Upper Angara (Verkhnyaya Zaimka village, 20,600 km²) and the Barguzin (Barguzin village, 19,800 km²). In addition, for rivers, it is necessary to consider the significant differences in hydrological conditions within a year and the diverse interests of users. Consequently, several runoff characteristics are employed, including annual, monthly, maximum and minimum. The maximum runoff is considered in terms of the maximum spring flood and rainfall flood discharges, while the minimum runoff is considered in terms of the lowest winter and summer runoff values. In this case, for monthly river runoffs, the focus is on the most high-water or low-water months.

The calculation period includes 1961–2020 and reflects modern conditions of river runoff formation in the Baikal basin. However, when analyzing multiyear water availability conditions for rivers, a full series of observations is used, and for annual inflow, the data (Afanasyev, 1967) for 1901–1960 are used. The determination of the calculated provision of inflow to the lake and river runoff was carried out in accordance with the requirements and recommendations (Manual for determining..., 1984; SR-33-101-2003, 2004; Methodological Recommendations..., 2005; STO of the SHI, 2017). First, the distribution parameters of the considered series were calculated, namely the mean value

(Q_0), coefficients of variation (C_v), and asymmetry (C_s). These parameters were then used to calculate the ordinates of the analytical distribution curves. Moreover, the last two parameters were subject to adjustment if the correlation coefficient (r_1) between adjacent members of the series was equal to or greater than 0.3. The calculations of the indicators of the given security values were conducted using the Kritski-Menkel distribution. However, for series with rare C_s/C_v ratios (greater than 6 and less than -1), the binomial distribution was employed. The calculations were limited to 0.1 and 99.9% provisions.

The initial series were preliminary examined for homogeneity using Fisher and Student's criteria, and in cases of heterogeneity of the data, the required curves were plotted according to the composite distribution, which was constructed from the distributions for each of the parts of the heterogeneous series. The accuracy of initial data on the inflow and water content of rivers corresponds to the accuracy of determining the runoff of rivers illuminated by hydrometric observations, which, according to the standard (Methodological Guidelines, 1987), is at the level of 6–10%. Using the averaged data (multiyear, annual, seasonal), the error of their determination is reduced more than twice, and even for rivers with unstable channels, the normative frequency of water discharge measurements is 4% (Karasev and Yakovleva, 2001). In addition, when estimating the parameters of multiyear runoff variability (if the methods of measurement and calculation remain unchanged), this error often becomes systematic and distorts the relative nature of fluctuations to a small extent.

The above-mentioned scheme of the SHI of seven classes depending on inflow or runoff provision is taken as a basis for water availability gradations. The first class corresponds to the catastrophically high water content ($P \leq 1\%$), the second one corresponds to moderately high ($1\% < P \leq 10\%$), the third one corresponds to high ($10\% < P \leq 40\%$), the fourth one corresponds to medium ($40\% < P < 60\%$), the fifth one corresponds to moderately low ($60\% \leq P < 90\%$), the sixth one corresponds to low ($90\% \leq P < 99\%$), and the seventh one corresponds to catastrophically low ($P \geq 99\%$).

Meanwhile, the terminology “low water availability” and “catastrophically low water availability” is obviously illogical for maximum river runoff (the same applies to high and catastrophically high water content for minimum water discharge and monthly low-water runoff), so in such cases, instead of defining classes, it is more correct to use their numbers (first class, second class, etc.).

3. Results and discussion

3.1. The surface water inflow into Lake Baikal

The main parameters of the inflow distribution and its boundary values of calculated provision for each calendar year and individual month (Table 1) allow differentiating river water inflow to Lake Baikal based on the availability of water into seven distinct classes.

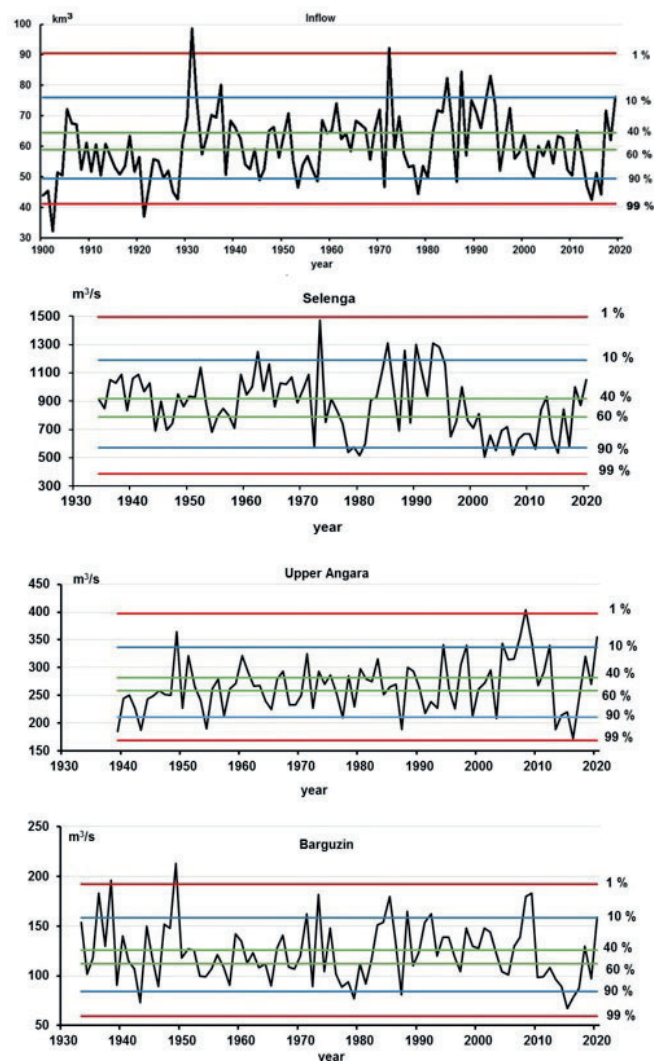
Table 1. Distribution indicators and values of the annual and monthly inflow of the calculated probabilities

Period of averaging	Distribution indicators			Inflow boundary values, km ³					
	Q_o , km ³	C_v	C_s	1 %	10 %	40 %	60 %	90 %	99 %
Year	62.3	0.17	0.43	90.5	76.0	64.4	58.9	49.4	41.1
January	1.13	0.15	0.64	1.60	1.35	1.15	1.07	0.93	0.81
February	0.84	0.16	0.95	1.26	1.02	0.86	0.79	0.69	0.61
March	0.92	0.18	1.57	1.48	1.14	0.92	0.84	0.76	0.72
April	2.60	0.26	0.34	4.37	3.50	2.74	2.39	1.77	1.25
May	7.59	0.23	0.71	12.6	9.90	7.82	7.31	5.54	4.39
June	11.4	0.24	0.32	18.5	15.0	11.9	10.5	8.00	5.83
July	10.5	0.31	0.57	19.9	15.0	11.0	9.35	6.49	4.39
August	10.2	0.32	1.08	20.4	14.4	11.3	8.92	6.57	4.86
September	8.12	0.31	0.85	15.4	11.5	8.44	7.21	5.18	3.63
October	5.24	0.25	0.81	9.17	6.95	5.40	4.76	3.74	2.76
November	2.25	0.22	2.22	4.06	2.87	2.19	2.00	1.83	1.80
December	1.52	0.18	1.8	2.48	1.88	1.51	1.39	1.26	1.22

The data obtained indicate that the boundaries of water content classes naturally decrease from high water content to low water content. This is connected with essentially positive asymmetry of the considered series. The widest range of values of both annual and monthly inflow is typical for the second water availability class, and the narrowest is for the sixth. In the winter months, the boundaries of water content class decreases to 0.03-0.04 km³, with a low inflow. This is sufficient to attribute the differences in water availability to various gradations. In general, the range of classes for each of the series is in accordance with its distribution parameters, namely Q_o , C_v , and C_s .

The results of calculations indicate that the annual water inflow to the lake was catastrophically high approximately half a century ago (1973), reaching 92.2 km³ (Fig. 1). The maximum inflow observed was 98.7 km³ and was recorded in 1932. Additionally, a markedly low inflow was observed in Lake Baikal for an extended period, in 1903 and 1922. The occurrence of these events was not within the calculated period, and thus, their probability of occurrence was low. In particular, the observed decrease in inflow in 1903 to 32.2 km³ corresponds to the provision of more than 99.9%, or a recurrence less than once in 1,000 years. Since the beginning of the 21st century, the lowest water years were 2014-2017, with a minimum inflow of 42.5 km³ in 2015.

In the intra-annual distribution of inflow, the maximum inflow of river water into the lake occurs in June, which is associated with the spring flooding in the rivers of the Baikal basin at this time. Although the rainfall flood runoff is generally higher than in the spring flood, in different years it falls at different months (June-September), due to which the inflow in June on average is predominant. However, the absolute maximum of inflow with a repeatability of once every 100 years can be observed in August and reach 20.4 km³/month. For 1950–2020 (no monthly data are available for earlier years), the maximum inflow was

**Fig.1.** Dynamics of the annual inflow and runoff of rivers with delineation of water availability class boundaries.

20.7 km³ and was observed in August 1973. It is typical that in the same year, the inflows in June, July and September also reached their highest levels.

During the winter months, the inflow of surface water to the lake is significantly reduced, with an average of less than 1 km³ observed in February and March. The lowest monthly inflow of 0.58 km³ was recorded in February 1973, corresponding to the seventh class of water availability ($P > 99\%$).

3.2. The annual and monthly river runoff

The Selenga, Upper Angara, and Barguzin rivers, the main tributaries of Lake Baikal, provide on average 2/3 of the surface water inflow to the lake from the territory comprising about 80% of its total catchment area (Sinyukovich and Chernyshov, 2017). Besides, each of these rivers has an extremely important independent significance. In the areas where they runoff into the lake, they contribute to the formation of the most biologically productive areas, including the Selenga shallow water, Verkhneangarsky Sor, and Barguzinsky Bay. The functioning of these biotopes directly depends on the water regime of the feeding rivers.

The distribution parameters and boundary water discharges of the three rivers are significantly influenced by their long-term dynamics. With regard to the Selenga, it is noteworthy that two deep low-water events should be included in the calculation period: the first occurring between 1976 and 1981 and the second spanning from the end of the twentieth century to 2018 (Fig. 1).

This indicates that the discharge values of the Selenga calculated provision may be underestimated. The calculated data (Table 2) indicate that the average annual runoff of the Selenga may exceed 1,500 m³/s (twice the mean annual runoff) once in 100 years, or

alternatively, be below 385 m³/s. Within the year, the lowest runoff of the river on average is in February (about 1% of the annual water availability) and the highest in August (18%). According to the different flows in these months, to be classified in the first water content category, the runoff in August should be at least 4,160 m³/s, while in February it can be a little more than 200 m³/s.

For the entire observation period (1934-2020), the most high-water year on the Selenga was 1973 (1,470 m³/s) and almost corresponded to class 1, or catastrophically high water content, and the lowest-water year was 2002 (505 m³/s, moderately low water content). The highest monthly runoff was recorded in August 1993 reaching 4,360 m³/s (water class 1), while the lowest one was observed in February 1936, at 34.7 m³/s (water class 7).

In the Upper Angara, significant runoff fluctuations occurred only in the 21st century with high-water years 2004-2008 and low-water years 2013-2017 (see Fig. 1). Since the beginning of observations (1939), the annual river runoff has varied from 172 (2016, water class 6) to 404 m³/s (2006, water class 1). Differences between neighboring water content classes are not as contrasting as in the Selenga, which is explained by both the lower water content of the Upper Angara and the lower variability of its runoff (C_v is 0.18).

Within the year, the highest river runoff is in June, when, with a probability of 1%, it can reach 1,370 m³/s. In fact, in 2006, the runoff was very close to this limit (1,360 m³/s), but corresponded only to water content class 2. The lowest discharge in June (340 m³/s, water content class 7) was observed in 2013. The most low-water month in the Upper Angara is March, the runoff of which varies little from year to year (C_v is 0.14). For all years of observations, the average March water discharge varied from 48.1 m³/s

Table 2. Distribution parameters and boundary values of the runoff for calendar years and individual months of the main Baikal rivers for seven water provision gradations

Period of averaging	Distribution parameters			Water runoff rate of calculated provision, m ³ /s					
	Q_p , m ³ /s	C_v	C_s	1 %	10 %	40 %	60 %	90 %	99 %
Selenga									
Year	868	0.28	0.41	1500	1190	916	790	569	385
February	98.2	0.35	1.65	214	140	98.6	84.4	63.3	49.1
July	1660	0.44	0.73	2920	2330	1730	1430	875	435
August	1990	0.45	0.97	4160	2860	1990	1660	1150	782
Upper Angara									
Year	272	0.18	0.29	397	336	282	258	211	169
March	67.4	0.14	0.21	80.6	75.7	71.3	67.6	59.3	46.6
June	871	0.24	0.11	1370	1140	922	814	603	413
July	618	0.34	0.14	1130	902	670	555	338	168
Barguzin									
Year	120	0.24	0.28	192	158	126	112	84.0	59.4
March	28.5	0.24	0.07	44.9	37.3	30.1	26.6	19.7	13.5
July	245	0.39	0.52	504	374	260	212	130	69.1
August	250	0.47	1.54	648	399	252	202	130	84.3

(1969) to 86.2 m³/s (2006). Despite the relatively small difference, in the first case, water availability corresponded to the 6th class, and in the second case, it corresponded to the first class.

For the Barguzin, the boundaries of the water content classes are even smaller. The minimum difference between the annual runoff of classes 3 and 5 is only 14 m³/s, and for March, which is the lowest-water month, it is only 3.5 m³/s. Over the observation period since 1933, the highest annual runoff was 213 m³/s (1949, water content class 1), while the lowest was 67.2 m³/s (2015, water content class 6). As for August, which is the most high-water month, the maximum discharge reached 653 m³/s in 1973. This was a catastrophically high water content. However, a higher runoff of 710 m³/s was observed in June 1936. This maximum is outside the calculation period. The minimum runoff in August (87.4 m³/s) occurred in 1987 and was almost at the boundary of water content classes 6 and 7.

In March, the highest river runoff was observed in 1996 (43.5 m³/s) and corresponded to water content class 2. The minimum one was observed in 2020 (15.3 m³/s) and corresponded to the class 6.

3.3. Maximum and minimum runoffs

The characteristics of extreme runoff and calculated provision of the studied rivers (Fig. 2) give an idea of the scale of possible fluctuations in their water runoff in different phases of the water regime. For the Selenga, with a 1% probability, the runoff can vary from 41.2 m³/s during the winter low water period to 7,300 m³/s during rainfall floods. The actual range of runoff fluctuations was even more pronounced with values varying from 29.9 m³/s in winter 2012 to 7,620 m³/s (water content class 1) in the flood of 1936. A slightly lower flood maximum was observed in 1973 (7,210 m³/s), which was already of the water content class 2. It is important to note that, in certain years, the intensity of flooding may be relatively low. For example, in 2004, the maximum runoff was only 1,200 m³/s.

During the flood season, the Selenga water runoff is significantly lower than during high water periods (see Figure 2), which is also reflected in the observation data. The maximum spring flood runoff on the Selenga (4,200 m³/s) was observed in 1951 and was considerably lower than the flood season, and during the lowest flood, which occurred in 2007, it decreased to 874 m³/s. The minimum runoff rates of the Selenga River during the open channel period and in winter differ even more significantly. The absolute summer minimum runoff was 459 m³/s, which is an order higher than the winter minimum.

In the Upper Angara, the maximum annual runoff recorded in the spring snowmelt period differs from that observed in the Selenga. The highest runoff of 2,570 m³/s was recorded in 2007, while the highest flood, which occurred in 1951, resulted in a runoff of 1,860 m³/s. The lowest river runoff of 40.5 m³/s was recorded in winter 1980. During the free channel period, the minimum water runoff is considerably higher ranging from 91 to 419 m³/s. In accordance

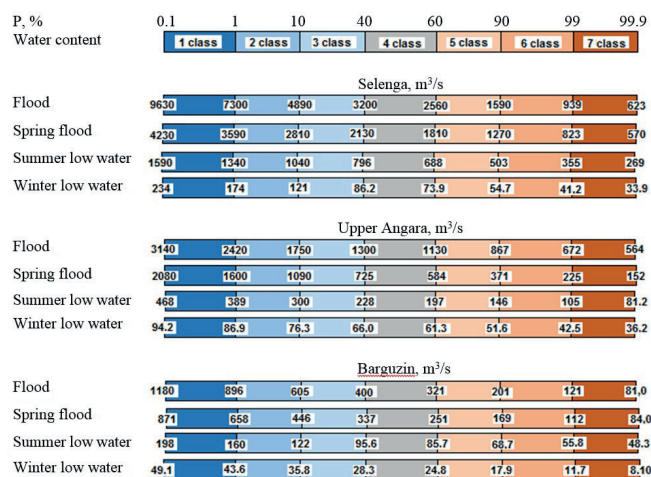


Fig. 2. Boundaries of the water availability classes for maximum and minimum river runoffs.

with the noted seasonal extremes of the Upper Angara runoff, the absolute amplitude of their fluctuations is 2,530 m³/s.

For the Barguzin, all runoff indices were significantly lower than for the Upper Angara, despite the similar sizes of their catchments. Water runoffs from rainfall floods on the Barguzin River are generally higher than in floods, but during the period of observations since 1933, the maximum river runoff reached 1,110 m³/s and was recorded in the flood of 1936, while in the highest flood it was only 909 m³/s. The calculated parameters of flood runoff distribution for the period 1961–2020 indicate the possibility of high meltwater runoff with a probability of 0.01%, which would occur once every 10,000 years.

It is important to note that a flood of comparable magnitude occurred in 1933 (848 m³/s), with a recurrence interval of less than once in 500 to 600 years. Such a low theoretical probability of this extremum is associated, as in the case of the river runoff in June 1936, with the absence of similar values in the calculation period. A similar situation is common for the minimum runoff of the Barguzin River, especially in winter, the lowest value of which (12.4 m³/s) falls at 1945, also not included in the calculation period. Nevertheless, the indicated minimum corresponds to a theoretical recurrence, approximately once every 100 years due to the presence of several close values in the 1961–2020 data.

During the summer runoff low period, the river runoff is considerably higher than during the rest of the year. For the entire period of observations, the river runoff varied from 52.5 m³/s (1933) to 268 m³/s (1949). Consequently, both extremums were not involved in the calculations of the runoff distribution and the results of determining the boundary values of runoff may be not correct enough.

3.4. Abnormally rare water availability indices

In general, the probability of the maximum and minimum values of the considered indicators occurring

within the specified calculation period of 60 years has provision 1-2% and 98-99%, respectively. This corresponds to the recurrence of these extremes once every 50-100 years. However, as was seen above, the annual inflow to the lake decreased according to Afanasyev (1967) to 32.2 km³ in 1903, and it increased to 98.7 km³ in 1932. The probability of occurrence of such a low-water event as in 1903, for example, is 0.1%, i.e., it can occur only once every 1,000 years. First of all it should be noted that evaluating the reliability of these extremes, these are calculated values because the observations of the runoff of the large Baikal rivers had not been made at that time. To reconstruct the inflow data for 1901-1932, A.N. Afanasyev used the correlation between the annual runoff of the Angara River at the source and annual inflow calculated for 1933-1958 and characterized by a correlation coefficient of 0.997. Despite this, the reliability of the reconstructed data requires reconsideration using modern concepts of the runoff formation in the Lake Baikal basin and involvement of additional sources of information.

A similar phenomenon can be observed in the maximum spring flood season of the Barguzin River, which reached 1,110 m³/s in 1936. Theoretically, the river runoff can increase to such values only once every 10,000 years. In 1936, the river experienced extremely abnormal conditions of snow accumulation and snow-melt, which may have contributed to this phenomenon. Taking into account that instrumental measurements of water runoff in such cases are most often impossible, the reliability of the observed extremum also requires additional verification. Concurrently, particular focus should be placed on the transformation of runoff formation conditions, which have been subject to anthropogenic transformation (deforestation and land plowing) in the river basin since the 1950s.

When planning important water management measures, the noted rare hydrological events should be taken into account with repeated calculations of distribution parameters in case of confirmation of their reliability.

4. Conclusion

The obtained results enabled us to estimate the parameters of long-term variability and peculiarities of the distribution of surface water inflow to Lake Baikal and the runoff of its main tributaries for a single calculation period (1961–2020), grouping the studied parameters depending on their provision into seven water content classes. This differentiation enables the operation with numerical values of high or low water availability criteria, thereby eliminating ambiguity in their interpretation. During the observation period, the classes of catastrophically high or low water content in annual and monthly inflow values, as well as the runoff characteristics of the Selenga, Upper Angara, and Barguzin rivers, were observed on only a few occasions. Concurrently, for preceding years not included in the calculation period, inflow values and river runoff of less frequent occurrence are observed. In particular, the low inflow into Lake Baikal in 1903 and the spring

flood season of the Barguzin River in 1936 correspond to the recurrence of once every 1,000 years and less frequently. Such cases require special examination to verify the reliability of the observed extremes and to make decisions on the expediency of extending the calculation period and performing repeated calculations.

The range of fluctuations in river inflow and runoff within individual classes is determined by the accepted provision boundaries, which define the division into classes of different water content, as well as by sample parameters of the distribution of the used series. The asymmetric distribution inherent to the runoff realization results in the narrowing of the boundaries of certain classes as the water content class decreases.

For practical use of the obtained results, it is obviously necessary to study other variants with different boundaries and number of water content gradations, because when considering a specific problem, an individual solution variant, including different period of averaging of initial data, may be optimal. For some watercourses, in this respect, it is expedient to involve in the analysis the characteristics of maximum and minimum runoff, which makes it possible to assess the absolute amplitude of fluctuations in river water discharge and a more objective approach to the choice of one or another variant of water content gradation allocation.

Acknowledgements

The study is carried out within the State Assignment of LIN SB RAS № 0279-2021-0004.

Conflict of Interest

The author declares no conflicts of interest.

References

- Abasov N.V., Bolgov M.V., Nikitin V.M. et al. 2017. Level regime regulation in Lake Baikal. *Water Resurces* 44 (3): 537-546. DOI: [10.1134/S0097807817030022](https://doi.org/10.1134/S0097807817030022).
- Afanasyev A.N. 1967. Fluctuations of Hydrometeorological Regime in USSR Territory. Moscow: Nauka. (in Russian)
- Bolgov M.V., Korobkina E.A., Filippova I.F. 2018. Peculiarities of the temporal variability of the inflow to Lake Baikal and the reservoirs of the Angara HPP cascade. *Vodnoe hozyaystvo Rossii [Water management in Russia]* 4: 6-19. DOI: [10.35567/1999-4508-2018-4-1](https://doi.org/10.35567/1999-4508-2018-4-1) (in Russian)
- Huang X., Swain D.L. 2022. Climate change is increasing the risk of a California megaflood. *Science advances* 8 (32): 1-13. DOI: [10.1126/sciadv.abq0995](https://doi.org/10.1126/sciadv.abq0995)
- Karasev I.F., Yakovleva T.I. 2001. Methods of the estimation of errors in hydrometric accounting of the river runoff. *Meteorologiya i gidrologiya [Meteorology and Hydrology]* 6: 96–106. (in Russian)
- Kochukova T.N. 1955. Fluctuations of the annual runoff of the rivers of the USSR. *Trudy GHI [Proceedings of the State Hydrological Institute]* 50 (104): 56-116. (in Russian)
- Kuzin P.S. 1953. Multiyear fluctuations of annual runoff. *Trudy GHI [Proceedings of the State Hydrological Institute]* 38 (92): 188-215. (in Russian)
- Manual on determination of the calculated hydro-

logical characteristics. 1984. In: Rozhdestvensky A.V., Vodogreckyy V.E., Kopylov A.P. et al. (ed.). Leningrad: Gidrometeoizdat. (in Russian)

Methodological guidelines MI 1759-87. 1987. Water discharges on the rivers and channels. Gosstandart of the USSR. Moscow: Izd-vo standartov. (in Russian)

Methodological Recommendations on the Determination of estimated hydrological characteristics in the presence of hydrometric observations. 2005. Saint-Petersburg: Publishing House of the SHI. (in Russian)

Sinyukovich V.N., Chernyshov M.S. 2017. Transformation of Estimated Characteristics of the Annual and Maximal Runoff in the Major Tributaries of Lake Baikal. *Water Resurces* 44 (3): 372-379. DOI: [10.1134/S0097807817030174](https://doi.org/10.1134/S0097807817030174)

SR-33-101-2003. 2004. Determination of the basic hydrological characteristics. Moscow: Gosstroy of Russia. (in Russian)

STO of the SHI 52.08.41-2017. 2017. Main hydrological characteristics under non-stationarity of time series due to the influence of climatic factors. St. Petersburg: FSBU "SHI". (in Russian)

Показатели высокого и низкого притока в озеро Байкал и стока его главных рек



Синюкович В.Н. 

Лимнологический институт, Сибирское отделение Российской академии наук, Улан-Баторская, 3, Иркутск, 664033, Россия

АННОТАЦИЯ. На основе материалов регулярных наблюдений исследована дифференциация значений притока поверхностных вод в оз. Байкал и характеристик стока главных байкальских рек на семь градаций по условиям водности. Данная классификация позволяет оперировать численными значениями критериев водности рассматриваемых показателей. Установлено, что диапазон колебаний притока и стока рек внутри отдельных классов (градаций) определяется выборочными параметрами распределения и сужается от высокой водности к низкой. Классы катастрофически высокой или низкой водности в годовых и месячных величинах приточности, а также характеристик стока Селенги, Верхней Ангары и Баргузина за 1961-2020 гг. наблюдались в основном по одному разу. За более ранние годы, находящиеся за пределами расчетного периода, отмечались значения притока и расходы воды рек более редкой повторяемости. Низкий приток в 1903 г. и сток весеннего половодья р. Баргузин в 1936 г. соответствовали повторяемости один раз в 1000 лет и реже.

Ключевые слова: приток, расход воды, обеспеченность, распределение, класс водности.

Для цитирования: Синюкович В.Н. Показатели высокого и низкого притока в озеро Байкал и стока его главных рек // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - С. 181-194. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-181

1. Введение

При оценке водности рек используемые критерии (высокая, низкая, средняя) обычно носят сугубо качественный характер, несмотря на то, что в гидрологии уже сравнительно давно используется разделение значений речного стока на различные градации (категории, классы) в зависимости от их обеспеченности (P). Одна из первых классификаций водности для годового стока рек, предусматривающая выделение многоводных лет ($P < 25\%$), средних по водности (P от 25 до 75 %) и маловодных ($P > 75\%$), была предложена ГТИ еще в середине XX в. (Кузин, 1953). Для практики этого было явно недостаточно и в последующем число градаций водности увеличивалось. В работе (Кочукова, 1955) оно было расширено до семи, с делением многоводных или маловодных градаций еще на три класса водности. Однако, несмотря на распространенное применение в проектно-строительной практике характеристик стока расчетных обеспеченностей, единые критерии определения количественных показателей высокой или низкой водности рек в нормативно-правовой базе РФ по водным ресурсам

до сих отсутствуют. Такое положение объясняется различными требованиями к граничным расходам воды, зависящими от области применения и решаемых задач, а также требующих разной дискретности представления данных и их осреднения: среднегодовые значения, среднемесячные, суточные и срочные (срочные обычно используются для максимальных и минимальных расходов воды, соответствующих наивысшим или наинизшим уровням воды в сроки наблюдений).

В гидрологических расчетах основное внимание уделяется критическим значениям стока рек, имеющим вероятность наступления не более 5-10 % (СП 33, СП 115, СП 482). Капитальные объекты, в зависимости от их ответственности, рассчитываются на расходы и уровни воды более редкой повторяемости - один раз в 100, или 1000 лет и более (вероятность 1, или 0.1 % и менее). В условиях изменения климата вероятность повторения таких событий может существенно возрасти. К примеру, вероятность катастрофического наводнения в Калифорнии, подобного меганаводнению 1862 г., из-за увеличения содержания водяного пара в атмосфере и замещения части выпадающих в гор-

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: sin@lin.irk.ru (В.Н. Синюкович)

Поступила: 15 мая 2024; Принята: 10 июня 2024;

Опубликована online: 19 июня 2024

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



ной местности твердых осадков жидкими в связи с потеплением возрастает в несколько раз (Huang and Swain, 2022).

Для Байкала проблемы определения показателей водности обострились с 2001 г. в связи с ограничением пределов регулирования его уровня. Для корректного ее решения требуется введение в практику нормативно-правовых отношений в сфере использования водных ресурсов озера количественных критериев выделения маловодных или многоводных периодов. В этом направлении (Абасов и др., 2017) рассмотрен вариант разделения значений полезного притока в Байкал на пять градаций водности. В работе (Болгов и др., 2018) оценены граничные значения притока для пяти обеспеченностей ниже 50 %. При выполнении задания МПР по оптимизации уровня режима оз. Байкал ГГИ была предложена схема разделения полезной приточности в Байкал на семь градаций водности. Вместе с тем становится видно, что для повышения эффективности регулирования стока из озера и его уровня, сохранения байкальской экосистемы и минимизации возможных социально-экономических рисков в регионе количественные показатели водности должны касаться не только приточности, но и других характеристик водного режима в бассейне Байкала и быть закрепленными законодательно. Цель настоящей статьи состоит в исследовании указанных аспектов применительно к суммарному поступлению поверхностных вод в оз. Байкал и стоку его главных притоков.

2. Материалы и методы

Материалами для исследования послужили данные наблюдений Росгидромета по месячным и годовым объемам суммарного притока речных вод с байкальской водосборной территории и стока его главных притоков в замыкающих створах – Селенги (разъезд Мостовой, площадь бассейна 440 000 км²), Верхней Ангары (с. Верхняя Заимка, 20600 км²) и Баргузина (с. Баргузин, 19800 км²). При этом для рек, учитывая существенное различие гидрологических условий внутри года и разные интересы пользователей, используются несколько характеристик стока - годовой, месячный, максимальный и минимальный. Максимальный сток, в свою очередь, рассматривается в разрезе максимальных расходов воды весеннего половодья и дождевых паводков, а минимальный – наинизших зимних и летних значений стока. При этом, для месячного стока рек основное внимание уделяется наиболее многоводным или маловодным месяцам.

Расчетный период включает 1961-2020 гг. и отражает современные условия формирования речного стока в бассейне Байкала. Однако при анализе многолетних условий водности по рекам используются полные ряды наблюдений, а для годового притока данные (Афанасьев, 1967) за 1901-1960 гг.

Определение расчетных обеспеченностей притока в озеро и стока рек осуществлялось в соответствии с требованиями и рекомендациями (Пособие по определению..., 1984; СП-33-101-2003,

2004; Методические рекомендации..., 2005; СТО ГГИ, 2017). Вначале рассчитывались параметры распределения рассматриваемых рядов - среднее значение (Q_0), коэффициенты вариации (C_v) и асимметрии (C_s), по которым находились ординаты аналитических кривых распределения. При этом два последних параметра подлежали корректировке, если связь между смежными членами ряда по коэффициенту корреляции (r_1) составляла 0.3 и более. Расчеты показателей заданных обеспеченностей осуществлялись с использованием распределения Крицкого-Менкеля, однако для рядов с редкими соотношениями C_s/C_v (более 6 и меньше -1) привлекалось биномиальное распределение. Расчеты ограничивались обеспеченностями 0.1 и 99.9 %.

Исходные ряды предварительно исследовались на однородность по критериям Фишера и Стьюдента и в случае неоднородности данных искомые кривые строились по составному распределению, т.е. составленному из распределений по каждой из частей неоднородного ряда. Точность исходных данных по притоку и водности рек соответствует точности определения стока рек, освещенных гидрометрическими наблюдениями, которая по стандарту (Методические указания, 1987) находится на уровне 6-10 %. При использовании осредненных данных (многолетних, годовых, сезонных) ошибка их определения снижается более чем в два раза и даже для рек с неустойчивым руслом при нормативной частоте измерений расходов воды составляет 4 % (Карасев и Яковлева, 2001). Кроме того, при оценках параметров многолетней изменчивости стока (при неизменности способов измерений и расчета) данная погрешность часто становится систематической и мало искажает относительный характер колебаний.

За основу выделения градаций водности принята упомянутая выше схема ГГИ из семи классов в зависимости от обеспеченности притока или стока. Первый класс соответствует катастрофически высокой водности ($P \leq 1\%$), вторая – умеренно высокой ($1\% < P \leq 10\%$), третья – высокой ($10\% < P \leq 40\%$), четвертая – средней ($40\% < P < 60\%$), пятая – умеренно низкой ($60\% \leq P < 90\%$), шестая – низкой ($90\% \leq P < 99\%$), седьмая – катастрофически низкой ($P \geq 99\%$).

При этом для максимального стока рек терминология «низкая водность» и «катастрофически низкая водность», очевидно, нелогична (то же касается высокой и катастрофически высокой водности для минимальных расходов воды и месячного меженного стока), поэтому в таких случаях вместо определения классов более корректным будет использовать их номера (первый класс, второй и т.д.).

3. Результаты и обсуждение

3.1. Приток поверхностных вод в озеро Байкал

Основные параметры распределения притока и его граничные значения расчетных обеспечен-

ностей для календарных лет и отдельных месяцев (Таблица 1) позволяют дифференцировать объемы поступления речных вод в оз. Байкал по условиям водности на семь классов.

Полученные данные показывают, что границы классов водности закономерно сужаются от высокой водности к низкой, что связано с существенно положительной асимметрией рассматриваемых рядов. Самый широкий диапазон значений и годового и месячного притока характерен для второго класса водности, а самый узкий - для шестого. В зимние месяцы с низким притоком он сужается до 0.03-0.04 км³, т.е. таких различий достаточно для отнесения водности в эти периоды к разным градациям. В целом, диапазон классов для каждого из рядов хорошо согласуется с параметрами его распределения – Q_0 , C_v и C_s .

В соответствии с результатами расчетов видно, что катастрофически многоводным годовой приток воды в озеро последний раз был полвека назад (1973 г.) и составлял 92.2 км³ (Рис. 1). Абсолютный же максимум притока достигал 98.7 км³ и был отмечен в 1932 г. Также сравнительно давно на Байкале наблюдался и катастрофически низкий приток – в 1903 и 1922 гг. Все эти события оказались за пределами расчетного периода, поэтому соответствовали низкой вероятности их наступления. В частности, снижение притока в 1903 г. до 32.2 км³ соответствует обеспеченности более 99.9 %, или повторяемости реже, чем один раз в 1000 лет. С начала же XXI в. наиболее маловодными были 2014-2017 гг. с минимумом притока 42.5 км³ в 2015 г.

Во внутригодовом распределении притока максимум поступления речных вод в озеро приходится на июнь, что связано с весенним половодьем на реках байкальского бассейна в это время. И хотя сток дождевых паводков в целом выше, чем в половодье, но в разные годы он приходится на разные месяцы (июнь-сентябрь), из-за чего приток в июне

в среднем оказывается преобладающим. Однако абсолютный максимум приточности с повторяемостью один раз в 100 лет может наблюдаться в августе и достигать 20.4 км³/мес. За 1950-2020 гг. (за более ранние годы месячные данные отсутствуют) максимум притока составил 20.7 км³ и наблюдался в августе 1973 г. Характерно, что в этом же году наибольшим был и приток в июне, июле и сентябре.

В зимние месяцы поступление поверхностных вод в озеро значительно сокращается и в феврале-марте обычно не превышает 1 км³. Минимум месячного притока, составляющий 0.58 км³, приходится на февраль 1973 г. и соответствует седьмому классу водности (P более 99 %).

3.2. Годовой и месячный сток рек

Селенга, Верхняя Ангара и Баргузин, главные притоки Байкала, в среднем обеспечивают 2/3 поступления поверхностных вод в озеро с территории, составляющей около 80 % всей его водосборной площади (Синюкович и Чернышов, 2017). Кроме того, каждая из этих рек имеет чрезвычайно важное самостоятельное значение, так как в местах их впадения в озеро находятся наиболее продуктивные в биологическом отношении области – Селенгинское мелководье, Верхнеангарский сор и Баргузинский залив. Функционирование этих биотопов напрямую зависит от водного режима питающих рек.

Параметры распределения и граничные расходы воды трех рассматриваемых рек, в значительной мере зависят от особенностей их многолетней динамики. Для Селенги в расчетный период прежде всего следует отметить два глубоких маловодья: одно в 1976-1981 гг., второе - с конца XX в. до 2018 г. (см. Рис. 1). Это дает основания предполагать, что значения стока расчетных обеспеченностей Селенги могут быть несколько заниженными.

Таблица 1. Показатели распределения и значения годового и месячного притока расчетных обеспеченностей.

Период осреднения	Параметры распределения			Граничные значения притока, км ³					
	Q_0 , км ³	C_v	C_s	1 %	10 %	40 %	60 %	90 %	99 %
Год	62.3	0.17	0.43	90.5	76.0	64.4	58.9	49.4	41.1
Январь	1.13	0.15	0.64	1.60	1.35	1.15	1.07	0.93	0.81
Февраль	0.84	0.16	0.95	1.26	1.02	0.86	0.79	0.69	0.61
Март	0.92	0.18	1.57	1.48	1.14	0.92	0.84	0.76	0.72
Апрель	2.60	0.26	0.34	4.37	3.50	2.74	2.39	1.77	1.25
Май	7.59	0.23	0.71	12.6	9.90	7.82	7.31	5.54	4.39
Июнь	11.4	0.24	0.32	18.5	15.0	11.9	10.5	8.00	5.83
Июль	10.5	0.31	0.57	19.9	15.0	11.0	9.35	6.49	4.39
Август	10.2	0.32	1.08	20.4	14.4	11.3	8.92	6.57	4.86
Сентябрь	8.12	0.31	0.85	15.4	11.5	8.44	7.21	5.18	3.63
Октябрь	5.24	0.25	0.81	9.17	6.95	5.40	4.76	3.74	2.76
Ноябрь	2.25	0.22	2.22	4.06	2.87	2.19	2.00	1.83	1.80
Декабрь	1.52	0.18	1.8	2.48	1.88	1.51	1.39	1.26	1.22

Из рассчитанных данных (Таблица 2) видно, что один раз за 100 лет среднегодовой сток Селенги может превышать $1500 \text{ м}^3/\text{с}$ (вдвое выше среднемноголетнего), или наоборот, быть ниже $385 \text{ м}^3/\text{с}$. Внутри года самый низкий сток реки в среднем приходится на февраль (около 1% годовой водности), а самый высокий – на август (18 %). В соответствии с разным стоком в эти месяцы для отнесения к первой категории водности в августе расход воды должен составлять не менее $4160 \text{ м}^3/\text{с}$, тогда как в феврале для этого он может быть немногим более $200 \text{ м}^3/\text{с}$.

За весь период наблюдений (1934-2020 гг.) наиболее многоводным на Селенге был 1973 г. ($1470 \text{ м}^3/\text{с}$) и практически соответствовал 1 классу, или катастрофически высокой водности, а самым маловодным 2002 г. ($505 \text{ м}^3/\text{с}$, умеренно низкая водность). Наибольший месячный сток отмечался в августе 1993 г. и достигал $4360 \text{ м}^3/\text{с}$ (1 класс водности), а самый низкий - в феврале 1936 г. ($34.7 \text{ м}^3/\text{с}$, 7 класс водности).

На Верхней Ангаре существенные колебания стока происходили только в XXI веке с многоводными 2004-2008 гг. и маловодными в 2013-2017 гг. (см. Рис. 1). С начала наблюдений (1939 г.) годовой сток реки изменялся в диапазоне от 172 (2016 г., 6 класс водности) до $404 \text{ м}^3/\text{с}$ (2006 г., 1 класс). Различия между соседними классами водности не столь контрастны, как на Селенге, что объясняется как меньшей водоносностью Верхней Ангары, так и более низкой вариабельностью ее стока ($C_v = 0.18$).

Внутри года наиболее высокий сток реки приходится на июнь, в котором с вероятностью 1 % он может достигать $1370 \text{ м}^3/\text{с}$. По факту в 2006 г. наблюдался очень близкий к этому пределу сток

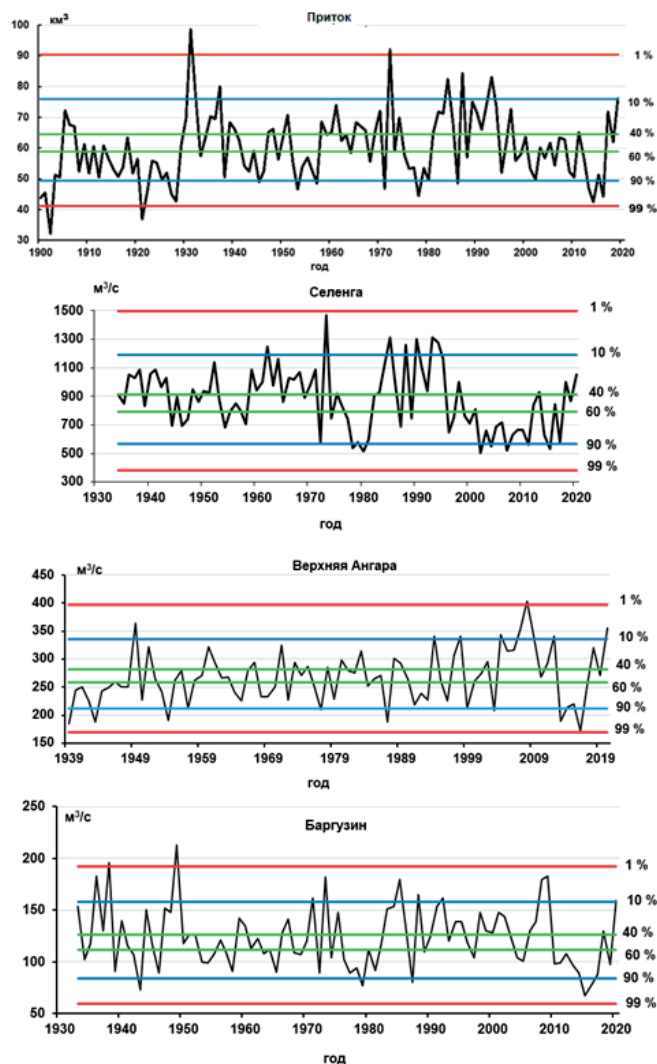


Рис.1. Динамика годового притока и стока рек с выделением границ классов водности.

Таблица 2. Параметры распределения и граничные значения стока календарных лет и отдельных месяцев главных байкальских рек для семи градаций водности.

Период осреднения	Параметры распределения			Расход воды расчетной обеспеченности, $\text{м}^3/\text{с}$					
	Q_p , $\text{м}^3/\text{с}$	C_v	C_s	1 %	10 %	40 %	60 %	90 %	99 %
Селенга									
Год	868	0.28	0.41	1500	1190	916	790	569	385
Февраль	98,2	0.35	1.65	214	140	98.6	84.4	63.3	49,1
Июль	1660	0.44	0.73	2920	2330	1730	1430	875	435
Август	1990	0.45	0.97	4160	2860	1990	1660	1150	782
Верхняя Ангара									
Год	272	0.18	0.29	397	336	282	258	211	169
Март	67.4	0.14	0.21	80.6	75.7	71.3	67.6	59.3	46.6
Июнь	871	0.24	0.11	1370	1140	922	814	603	413
Июль	618	0.34	0.14	1130	902	670	555	338	168
Баргузин									
Год	120	0.24	0.28	192	158	126	112	84.0	59.4
Март	28.5	0.24	0.07	44.9	37.3	30.1	26.6	19.7	13.5
Июль	245	0.39	0.52	504	374	260	212	130	69.1
Август	250	0.47	1.54	648	399	252	202	130	84.3

(1360 м³/с), но соответствовал только 2 классу водности. Самый низкий сток в июне (340 м³/с, 7 класс водности) отмечался в 2013 г. Наиболее маловодным месяцем на Верхней Ангаре является март, сток которого мало меняется от года к году ($C_v = 0.14$). За все годы наблюдений средние мартовские расходы воды изменялись от 48.1 (1969 г.) до 86.2 м³/с (2006 г.). Несмотря на сравнительно небольшую разницу в первом случае водность соответствовала 6 классу, а во втором – уже первому.

Для Баргузина границы между классами водности получились еще уже. Минимальная разница между годовым стоком 3 и 5 классов составляет всего 14 м³/с, а для самого маловодного, марта, только 3.5 м³/с. За период наблюдений с 1933 г. самый высокий годовой расход воды (см. Рис. 1) составил 213 м³/с (1949 г., 1 класс водности), а самый низкий 67.2 м³/с (2015 г., 6 класс). В наиболее многоводном месяце, которым является август, в 1973 г. максимальный расход воды достигал 653 м³/с (катастрофически высокая водность), хотя в июне 1936 г. наблюдался более высокий сток – 710 м³/с (данный максимум находится за пределами расчетного периода). Минимальный же сток в августе (87.4 м³/с) имел место в 1987 г. и практически находился на границе 6 и 7 классов водности.

В марте наиболее высокий сток реки наблюдался в 1996 г. (43.5 м³/с) и соответствовал 2 классу водности. Минимальный же отмечался в 2020 г. (15.3 м³/с) и соответствовал 6 классу.

3.3. Максимальный и минимальный сток

Характеристики экстремального стока расчетных обеспеченностей рассматриваемых рек (Рис. 2) дают представление о масштабах возможных колебаний их расходов воды в разные фазы водного режима. Для Селенги с вероятностью 1 % сток может изменяться от 41.2 м³/с в период зимней межени до 7300 м³/с во время дождевых паводков. Фактический же размах колебаний стока оказался еще выше – от 29.9 м³/с зимой 2012 г. до 7620 м³/с (1 класс водности) в паводок 1936 г. Несколько меньший паводочный максимум отмечался в 1973 г. (7210 м³/с), который относился уже ко второму классу водности. Следует отметить, что в отдельные годы паводки бывают выражены чрезвычайно слабо и в 2004 г., например, максимальный расход составлял только 1200 м³/с.

В половодье расходы воды Селенги значительно ниже, чем в паводки (см. Рис. 2), что отражают и данные наблюдений. Максимальный сток весеннего половодья на Селенге (4200 м³/с) наблюдался в 1951 г. и был значительно ниже, чем паводочный, а в самое низкое половодье, которое приходилось на 2007 г., он снижался до 874 м³/с. Еще более существенно различаются между собой минимальные расходы воды Селенги в период открытого русла и в зимнее время. Абсолютный летний минимум стока составлял 459 м³/с, т.е. был на порядок выше зимнего.

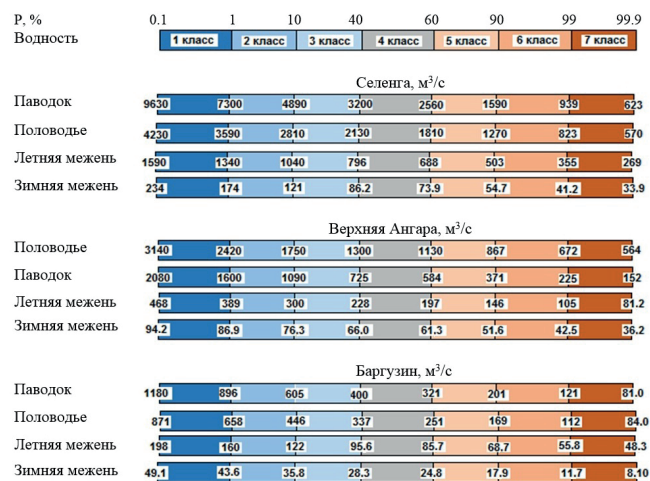


Рис. 2. Границы классов водности для максимального и минимального стока рек.

На Верхней Ангаре максимальный в году сток, в отличие от Селенги, приходится на период весеннего снеготаяния. Наибольший расход, составляющий 2570 м³/с, зафиксирован в 2007 г., в то время как в самый высокий паводок, который наблюдался в 1951 г., расход воды составлял 1860 м³/с. Самый же низкий сток реки, составляющий 40.5 м³/с, отмечался зимой 1980 г. В период свободного русла минимальные расходы воды значительно выше – от 91 до 419 м³/с. В соответствии с отмеченными сезонными экстремумами стока Верхней Ангары абсолютная амплитуда их колебаний составляет 2530 м³/с.

Для Баргузина все показатели стока получились значительно ниже, чем для Верхней Ангары, несмотря на близкие размеры их водосборов. Расходы воды дождевых паводков на р. Баргузин в целом выше, чем в половодье, однако за период наблюдений с 1933 г. максимальный сток реки достигал 1110 м³/с и был зафиксирован в половодье 1936 г., тогда как в самый высокий паводок он был только 909 м³/с. Расчетные параметры распределения стока половодья за 1961-2020 гг. предполагают столь высокие расходы воды талых вод с вероятностью 0,01 %, т.е. могут наблюдаться 1 раз в 10 000 лет. Следует отметить, что близкое по высоте половодье имело место и в 1933 г. (848 м³/с), что также соответствовало повторяемости не чаще, чем 1 раз в 500-600 лет. Такая низкая теоретическая вероятность данного экстремума, связана, как и в случае со стоком реки в июне 1936 г., с отсутствием подобных значений в расчетном периоде. Схожая ситуация характерна и для минимального стока р. Баргузин, в особенности зимнего, наименьшее значение которого (12.4 м³/с) приходится на 1945 г., также не входящий в расчетный период. Однако указанный минимум соответствует реальной теоретической повторяемости (около 1 раза в 100 лет) благодаря наличию в данных 1961-2020 гг. нескольких близких к нему значений.

В летнюю межень сток реки значительно выше и за весь период наблюдений изменялся в пределах от 52.5 (1933 г.) до 268 м³/с (1949 г.), т.е. оба экстремума в расчетах распределения стока не

участвовали, поэтому результаты определения граничных значений стока могут быть недостаточно корректными.

3.4. Аномально редкие показатели водности

В целом, в соответствии с продолжительностью расчетного периода, составляющей 60 лет, максимальные и минимальные значения рассматриваемых показателей имеют обеспеченность 1-2 и 98-99 %, что соответствует повторяемости этих экстремумов 1 раз в 50-100 лет. Однако, как было видно выше, годовой приток в озеро снижался по данным (Афанасьев, 1967) до 32.2 км³ в 1903 г., а в 1932 г. повышался до 98.7 км³. Вероятность наступления такого как в 1903 г. маловодья, например, составляет 0.1 %, т.е. может произойти всего один раз за 1000 лет. Оценивая достоверность указанных экстремумов следует отметить, прежде всего, что это расчетные величины, так как наблюдения за стоком крупных байкальских рек в то время еще не производились. Для восстановления данных по притоку за 1901-1932 гг. А.Н. Афанасьев использовал зависимость между годовым стоком р. Ангары в истоке и годовой приточностью, построенную за 1933-1958 гг. и характеризующуюся коэффициентом корреляции 0.997. Несмотря на это, надежность восстановленных данных требует повторного рассмотрения с использованием современных представлений о формировании стока в бассейне оз. Байкал и привлечением дополнительных источников информации.

То же относится и к максимальному стоку весеннего половодья р. Баргузин, достигающему в 1936 г. 1110 м³/с. Теоретически, до таких значений сток реки может повышаться лишь один раз в 10000 лет и в 1936 г. этому должны были способствовать крайне аномальные условия снегонакопления и снеготаяния. Принимая во внимание, что инструментальные измерения расходов воды в подобных случаях чаще всего невозможны, достоверность отмеченного экстремума также требует дополнительной проверки. При этом особое внимание должно быть уделено трансформации условий формирования стока, антропогенное преобразование которых (вырубка лесов, распашка земель) в бассейне реки активизировалось с 1950-х гг.

При планировании важных водохозяйственных мероприятий отмеченные редкие гидрологические события, в случае подтверждения их достоверности, должны подлежать учету с проведением повторных расчетов параметров распределения.

4. Заключение

Полученные результаты позволили оценить параметры многолетней изменчивости и особенности распределения притока поверхностных вод в оз. Байкал и стока его главных притоков за единый расчетный период (1961-2020 гг.), сгруппировав исследуемые показатели в зависимости от их

обеспеченности в семь классов водности. Данная дифференциация позволяет оперировать численными значениями критериев высокой или низкой водности и исключает неоднозначность их толкования. За рассматриваемые годы классы катастрофически высокой или низкой водности в годовых и месячных величинах приточности, а также характеристик стока Селенги, Верхней Ангары и Баргузина наблюдались преимущественно не более одного раза. В то же время, за более ранние годы, находящиеся за пределами расчетного периода, имеют место значения притока и расходы воды рек более редкой повторяемости. В частности, низкий приток в оз. Байкал в 1903 г. и сток весеннего половодья р. Баргузин в 1936 г. соответствуют повторяемости один раз в 1000 лет и реже. Такие случаи требуют отдельного рассмотрения с проверкой достоверности наблюдаемых экстремумов и принятия решений о целесообразности расширения расчетного периода и выполнения повторных расчетов.

Диапазон колебаний притока и стока рек внутри отдельных классов определяется принятыми границами обеспеченности, по которым осуществляется разделение на классы различной водности, а также выборочными параметрами распределения используемых рядов. Присущая стоковым реализациям асимметричность распределения определяет сужение границ отдельных классов по мере снижения класса водности.

Для практического использования полученных результатов, очевидно, требуется исследование других вариантов, с иными границами и числом градаций водности, так как при рассмотрении конкретной проблемы оптимальным может оказаться индивидуальный вариант решения, в том числе и с разным периодом осреднения исходных данных. Для отдельных водотоков в этом плане целесообразно привлечение к анализу характеристик максимального и минимального стока, дающее возможность оценки абсолютной амплитуды колебаний расходов воды рек и более объективного подхода к выбору того или иного варианта выделения градаций водности.

Благодарности

Исследования выполнены в рамках государственного задания ЛИН СО РАН по теме № 0279-2021-0004.

Конфликт интересов

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

- Абасов Н.В., Болгов М.В., Никитин В.М. и др. 2017. О регулировании уровня режима озера Байкал. Водные ресурсы 44 (3): 407-416. DOI: [10.7868/S0321059617030026](https://doi.org/10.7868/S0321059617030026)
Афанасьев А.Н. 1967. Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР. Москва: Наука.

Болгов М.В., Коробкина Е.А., Филиппова И.А. 2018. Особенности временной изменчивости притока к озеру Байкал и водохранилищам Ангарского каскада ГЭС. Водное хозяйство России 4: 6-19. DOI: [10.35567/1999-4508-2018-4-1](https://doi.org/10.35567/1999-4508-2018-4-1)

Карасев И.Ф., Яковлева Т.И. 2001. Методы оценки погрешностей гидрометрического учета речного стока. Метеорология и гидрология 6: 96-106.

Кочукова Т.Н. 1955. Колебания годового стока рек СССР. Труды ГГИ 50 (104): 56-116.

Кузин П.С. 1953. Многолетние колебания годового стока. Труды ГГИ 38 (92): 188-215.

Методические рекомендации по определению расчетных гидрологических характеристик при наличии гидрометрических наблюдений. 2005. Санкт-Петербург: Изд-во ГГИ.

Методические указания МИ 1759-87. Расходы воды на реках и каналах. Госстандарт СССР. 1987. Москва: Изд-во стандартов.

Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. 1984. В: Рождественский А.В., Водогребский В.Е., Копылов А.П. и др. (ред.). Ленинград: Гидрометеиздат.

Синюкович В.Н., Чернышов М.С. 2017. О трансформации расчетных характеристик годового и максимального стока главных притоков оз. Байкал. Водные ресурсы 44 (3): 256-263. DOI: [10.7868/S0321059617030178](https://doi.org/10.7868/S0321059617030178)

СП-33-101-2003. 2004. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. Москва: Госстрой России.

СТО ГГИ 52.08.41-2017. 2017. Основные гидрологические характеристики при нестационарности временных рядов, обусловленной влиянием климатических факторов. Санкт-Петербург.: ФГБУ «ГГИ».

Huang X., Swain D.L. 2022. Climate change is increasing the risk of a California megaflood. Science advances 8 (32): 1-13. DOI: [10.1126/sciadv.abq0995](https://doi.org/10.1126/sciadv.abq0995)

Dominant species and functional complexes of phytoplankton in some unique karst lakes of the Middle Volga basin

Sharagina E.M.^{1*}, Kulizin P.V.¹, Startseva N.A.¹, Zhurova D.A.^{1,2},
Seredneva Ya.V.¹, Khedairia T.¹, Okhapkin A.G.¹, Vodeneeva E.L.¹

¹Lobachevsky State University of Nizhny Novgorod (UNN), pr. Gagarin, 23, Nizhny Novgorod, 603950, Russia

²Nizhny Novgorod Branch of the Federal State Budgetary Scientific Institution "Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography", 31 Moskovskoe shosse St., Nizhny Novgorod, 603116, Russia

ABSTRACT. The characteristics of the composition, ecological-geographical, and functional structure of the phytoplankton dominant complexes of three different types of lakes in the Nizhny Novgorod Volga region (Klyuchik, Svetloyar, and Svyatoye Dedovskoye) are given. Lake Klyuchik is a rare type of gypsum, highly mineralized "blue" lake; unique in terms of its supply source, the role of which is played by the underground river with high water consumption, and has a weakly expressed stratification. Lakes Svyatoye Dedovskoye and Svetloyar are dimixic, light-water, low-mineralized, of hydrocarbonate class, and with neutral pH values that are fed by rainwater. All lakes belong to specially protected natural areas. Analysis of the algal flora of the studied lakes showed the taxonomic significance of the divisions of Cyanobacteria, Chlorophyta, Bacillariophyta, Ochrophyta, and Euglenophyta, constituting more than 70% of the total species richness. The composition of the dominant species contained 114 taxa of algae (26.38% of the total composition): in Lake Svyatoye Dedovskoye, greens and diatoms predominated (50%), in Lake Svetloyar, euglenids predominated (25%), in Lake Klyuchik, diatoms predominated (more than 40%). Among 13 dominants (from 5 divisions) with high values of $DF > 10$, $Dt > 10$, and $pF > 20$, dinoflagellates from the functional group L_0 (*Ceratium hirundinella*, *Peridinium cinctum*) were noted in all lakes, with maximum development in the summer stratification. In the group of diatoms, representatives of centric diatoms of codon B (species of the genus *Cyclotella*) predominated in each water body, reaching maximum development rates under conditions of water mixing. The composition of the remaining dominant groups in each reservoir was determined by its limnological features. Using the method of multivariate analysis of variance (PERMANOVA), a statistically significant ($P\text{-value} = 0,001$) low degree of similarity of the dominant and functional phytoplankton complexes was shown, which may indicate the uniqueness of algae cenogenesis in each of the studied lakes due to the influence of a certain combination of factors.

Keywords: dominant species, phytoplankton, biomass, karst lakes, Middle Volga basin, natural monuments

For citation: Sharagina E.M., Kulizin P.V., Startseva N.A., Zhurova D.A., Seredneva Ya.V., Khedairia T., Okhapkin A.G., Vodeneeva E.L. Dominant species and functional complexes of phytoplankton in some unique karst lakes of the Middle Volga basin // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - P. 195-220. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-195

1. Introduction

Karst lakes are widespread and often unique water bodies in landscapes of different natural zones, characterized by peculiarities of morphometric parameters and the specificity of the hydrological and hydrochemical regime of the waters, which determine the originality of the faunistic and floristic composition of the hydrobionts inhabiting them (Ryanzhin, 2002; Giorca et al., 2017).

Lakes of this type are often characterized by small sizes, relatively high depths, and the absence of pronounced hydrodynamics of water with frequent stratification (Maksimovich, 1963; Krevs and Kucinskiene, 2011). When comparing karst lakes of the same natural zone, which are located in similar hydroclimatic conditions, the heterogeneity of their chemical composition and a significant range of variability in the mineralization of waters are revealed, which causes a certain interest in studying the biota of these water bodies and

*Corresponding author.

E-mail address: sharagina@ibbm.unn.ru (E.M. Sharagina)

Received: May 09, 2024; **Accepted:** June 18, 2024;

Available online: June 19, 2024

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



the factors determining their formation (Ciorca et al., 2017; Chalkia et al., 2012; Alimov and Mingazova, 2001; Palagushkina, 2004; Gusev, 2008).

The majority of lakes of karst origin are found on the territory of the East European Plain, in the Urals and in Eastern Siberia (Snitko and Sergeeva, 2003). The Middle Volga region in Russia is a zone of classical manifestations of karst, represented in various forms here, including the rarest gypsum karst (Alimov and Mingazova, 2001). In the Nizhny Novgorod region, there are more than three hundred natural lakes of glacial and karst origin, most of which are located on the Right Bank of the Volga (the basins of the Oka, Tesha, Piana rivers, etc.), and a few on the Left Bank (Stankovskaya, 2014). The studied lakes, Svetloyar, Klyuchik, and Svyatoye Dedovskoye, are located in the Middle Volga basin and are natural monuments of regional and federal importance (Alimov and Mingazova, 2001).

Phytoplankton, as an integral part of aquatic ecosystems, plays important role, as well as in food chain dynamics, energy flow, and nutrient cycling (Meng et al., 2020). It has been shown that the taxonomic composition of phytoplankton in karst lakes located in temperate zones is characterized by the combined presence of chrysophytes, dinoflagellates, and diatoms (Udovič et al., 2017; Kasperovičienė, 2001), and in some lakes, there was a high diversity of green algae (Chlorophyta) (Palagushkina, 2004) and cyanobacteria (Tarasova, 2010). In lakes of the “warm zone”, Chlorophyta and Cyanobacteria take a dominant role (Danielidis et al., 1996; Valadez et al., 2013). In spring, high turbulence promotes the development and persistence of diatoms; summer stratification promotes the development of dinoflagellates and cryptomonads, mainly in the metalimnion (Danielidis et al., 1996; Miracle et al., 1992). Endemic and rare species have been found in Plitvice lakes (Udovič et al., 2017; Udovič et al., 2022; Petar et al., 2014), in karst lakes of Greece (Danielidis et al., 1996), Romania (Momeu et al., 2015), etc.

The composition of the dominant phytoplankton species in water bodies of different limnological types largely determines the specific structure of aquatic plankton communities and reflects the trophic status and water quality. The functional characteristics and succession (seasonal and general) of common species are of undoubted interest when studying the state of the water body ecosystem because it is the dynamics of these populations that determine the direction of changes in the quantitative development of phytoplankton as a whole (Reynolds, 1984; Trifonova, 1990; 1994).

This paper is aimed at analyzing the composition, ecological structure, and coenotic role of the dominant species and functional complexes of phytoplankton in three different types of karst lakes in the Middle Volga region (Klyuchik, Svetloyar, and Svyatoye Dedovskoye).

2. Materials and methods

The studied karst lakes are located in various types of geographical landscapes in the Nizhny Novgorod region. Lakes Klyuchik and Svyatoye Dedovskoye are

situated in the zone of coniferous-deciduous forests (Right Bank of the Volga), Prioksko-Volzhsky natural region, where karst processes are actively developing. Lake Svetloyar is located in the southern taiga zone (Left Bank of the Volga), it belongs to the Privetluzhsky uplands natural region (Kharitonychev, 1978; Bakanina et al., 2003).

Lake Klyuchik is located in the basin of the Surin River (a right-bank tributary of the Oka of the second order) (Bakanina et al., 2001; Bakhireva and Astashin, 2015). This is a “voklina” (the name for the exit of an underground river to the surface) lake and is classified as a “blue” lake due to the color of its water. The lake has underground feeding, the source of which is located in its western part and is discharged in the “voklina” at a depth of 15 m (Kozlov et al., 2017). Due to this fact, the lake is not completely covered with ice in winter the water temperature here is constant throughout the year and ranges from +4 to +8 °C. The eastern part of this lake is an ordinary karst reservoir with heated water. Lake Svyatoye Dedovskoye belongs to the basin of another right-bank tributary of the Oka, the Tesha River. It was formed as a result of the merging and filling of several karst sinkholes with water. It is the largest karst (karst-terrace) lake in the Nizhny Novgorod region (Bakka and Kiseleva, 2009). The reservoir is fed by groundwater, meltwater, and rainwater (Bakanina et al., 2001; Bakka and Kiseleva, 2009; Moiseev et al., 2019). The catchment area of Lake Svetloyar relates to the Lyunda River basin. The lake is fed by cold spring waters and has a constant level.

According to the main morphometric indicators, the lakes are typical small reservoirs in the forest zone. However, the indicators of maximum and average depths of lakes allow us to classify them as water bodies with increased and greater depths, which is explained by their genesis (Table 1).

Sampling of phytoplankton from the lakes was carried out with a Ruttner bathometer during the growing season of the following years: in Lake Svetloyar (2000-2002; 2010-2011; 2020); in Lake Klyuchik (2017, 2020); in Lake Svyatoye Dedovskoye (2020, 2021). The grid of stations contained 3-5 stations, depending on the limnological features of the lakes (Fig. 1). In parallel with the collection of algological material, measurements of some abiotic parameters were carried out. Such parameters as temperature, electrical conductivity, and pH of water were measured using a portable multiparameter YSI Pro1030 pH & Conductivity Meter (YSI Incorporated, USA). Transparency measurements were carried out using a white Secchi disk. The content of oxygen dissolved in water was measured using a VZOR Mark-303M device (VZOR LLC, Russia). The lake depth at sampling points was measured using a Lowrance HOOK2-4x GPS Bullet echo sounder (Lowrance Electronics, USA). At individual stations, water samples were also taken for hydrochemical analysis. The determination of hydrochemical indicators was carried out on the basis of the Shared Use Center “New materials and resource-saving technologies” of the Research Institute of Chemistry, Lobachevsky University, Nizhny Novgorod, Russia.

Table 1. Main morphometric characteristics of the studied lakes

Parameters / typology of the water body (according to Kitaev, 2007)	Lake Klyuchik*	Lake Svetloyar**	Lake Svyatoye Dedovskoye***
Geographical coordinates	55°58'30"N; 43°19'48"E	55°49'07"N; 45°05'35"E	55°38'45"N; 42°19'01"E
Lake length (L _{max} , m)	743.0	472.0	2100.0
Lake width (B, m)*: maximum, B _{max} average, B _{avg}	293.0 167.5	338.0 254.2	1150.0 647.6
Water surface area (A, m ²)	124485.0 / little	120000.0 / little	1360000.0 / small
Volume of water mass (V, thousand m ³)	475925 / little	1150000 / little	–
Lake depth (D, m) maximum, D _{max} average, D _{avg}	13.5 / increased 3.8 / small	32.7 / large 9.5 / large	20.0 / large 8.0 / large
Coastline length (l _o , m) / Coastline angularity (development) (K=0.28*(l _o /√A))	2377 / 1.9 moderately rugged	1328 / 1.04 slightly rugged	13100 / 3.1 strongly rugged

Note:

- * According to Petrov and Astashin, 2017
- ** According to Naumenko et al., 2014
- *** According to Moiseev et al., 2019

Both integral and vertical samples were taken (from the surface to the bottom at every meter). A detailed description of the procedure for sampling, preparing them for microscopy, counting the abundance and biomass of phytoplankton is given in our earlier works (Okhapkin et al., 2022a; Okhapkin et al., 2022b, Vodeneeva et al., 2020). Identification of species was carried out using manuals, atlases, and keys indicated in the work of Vodeneeva and Kulizin (2019), the nomenclature of species was checked in the international database Algaebase (Guiry and Guiry, 2022). Information on the geographical distribution of the majority species, their biotopic location, and their relationship to salinity, pH, and organic pollution was taken from the work of L.G. Korneva (2015). The belonging of phytoplankton species to one or another functional group was assessed using the classification of Reynolds (1984; 2002), with modifications by Padisák (Padisák et al., 2009).

Species whose contribution to total abundance and biomass was at least 10% of the total value were classified as dominant (Vodeneeva, 2006). For each dominant species, such indicators as frequency of occurrence (pF), frequency of dominance (DF), and order of dominance (Dt) were taken into account (Gorbulin, 2012).

These indicators were calculated using the formulas given below.

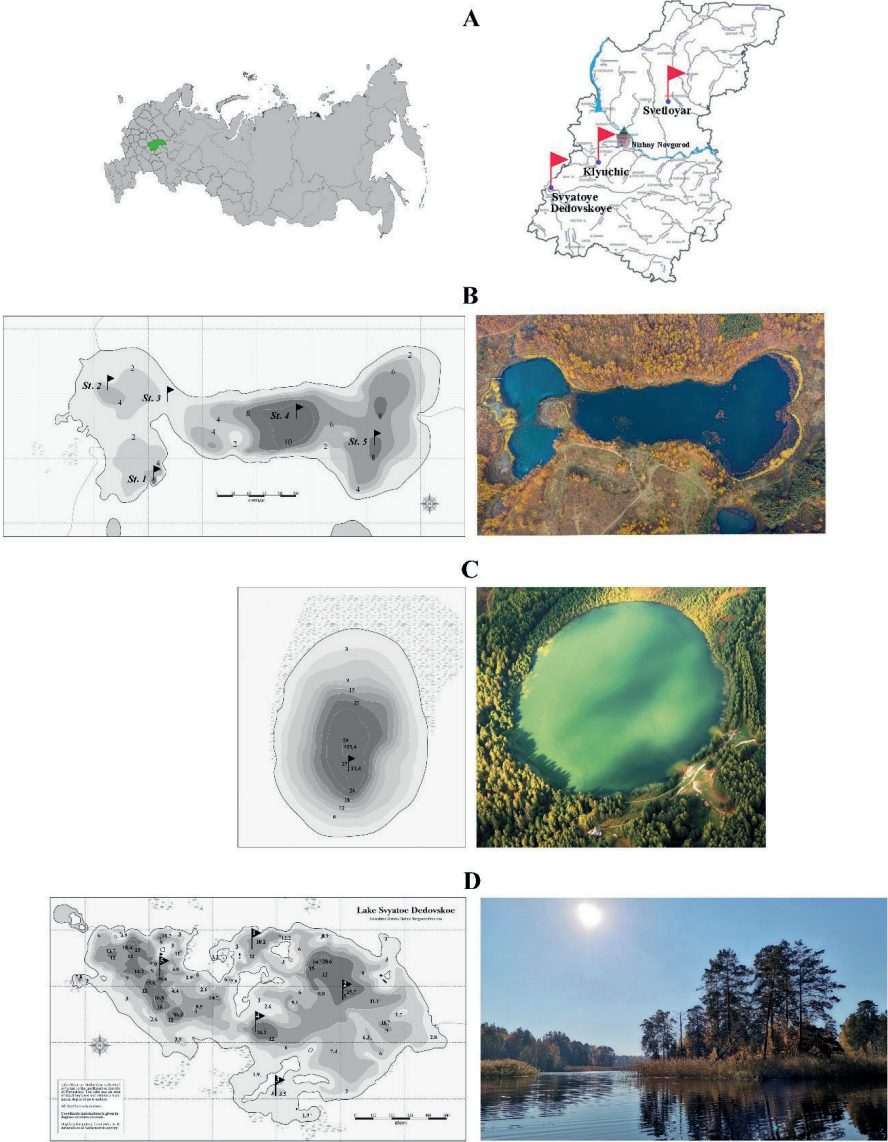


Fig.1. Bathymetric maps of the studied lakes with phytoplankton sampling stations (A – location of the studied water bodies on the map of the Nizhny Novgorod region, B – lake Klyuchik (photo by Dmitry Khramtsov), C – lake Svetloyar, D – lake Svyatoye Dedovskoye)

With the help of the “dominance frequency” (DF) indicator, we identified how many samples out of the total number of samples showed dominance of specific species:

$$DF = \frac{D}{F} \cdot 100$$

where F is the total number of processed samples of the studied reservoir, D is the number of samples, in which this species acted as the dominant one (biomass was more than 10%).

Dominance order (Dt) was the ratio of the dominance frequency to the frequency of occurrence:

$$Dt = \frac{DF}{pF} \cdot 100$$

where DF is the frequency of dominance, pF is the frequency of occurrence, %.

The dominance of species with indicators $DF < 10$, $Dt < 10$ and $pF < 20$ is random and it is recommended to exclude them from the list of dominants (Bazhenova, 2017).

The similarity in the composition of the dominant species of the studied water bodies was assessed using the Sørensen coefficient (Ks) (Shitikov et al., 2003).

To visualize the similarity of the species composition of the dominants of the studied lakes, the method of nonparametric multivariate analysis of variance (PERMANOVA) was used. Statistical analyses were performed using the free software environment R (R Core team, 2015).

3. Results and discussion

The main hydrochemical and hydrophysical parameters of the lakes are presented in Table 2. The waters of Lake Klyuchik during the research period

were characterized by relatively high mineralization (1099 to 1274 mg/l), according to literary data, these values reached 1937 mg/l (Kozlov et al., 2017), and the pH values varied within 8.2-8.4. The waters of Lake Klyuchik are slightly brackish sulfate ones of the Ca II type, which fully corresponds to the portrait of sink-hole lakes. Lakes are hydrogeological windows where the lower part of the lake basins is developed below the groundwater level, having mainly underground recharge carried out through pores at the bottom of the basin (Okhapkin et al., 2022a).

The waters of Lake Svetloyar belong to the hydrocarbonate class of the Ca group (in summer) or Mg (in winter), with slight mineralization and low color. The content of hydrocarbonates in water during the studied period was insignificant and did not exceed 75 mg/l. A high content of nitrite forms of nitrogen was noted in the lake, probably associated with a high recreational pressure on the reservoir in the summer months (Okhapkin et al., 2022b). Lake Svyatoye Dedovskoye is a light-watered one and has very low water mineralization because it is fed by melt and rainwater. According to the ionic composition, the lake waters belong to the hydrocarbonate class, Ca group, type 1. Mineralization during the studied period did not exceed 37.7 mg/l, and the pH varied from 6.0 to 7.0, which characterized Lake Svyatoye Dedovskoye as an acid-neutral reservoir. Obviously, the reason for the low active reaction of the environment is the swampiness of the lake's catchment area. A small amount of nutrients is recorded in the lake.

Lakes Svetloyar and Svyatoye Dedovskoye are typical water bodies of the temperate zone with a dimictic type of water mixing. In Lake Svetloyar, the summer temperature stratification was established in early May and continued until the end of September. The metalimnium layer began in the summer period at a depth of 2.0–4.0 m, moved in the early autumn to a

Table 2. Main hydrophysical and hydrochemical parameters of the studied lakes during summer low water period

Index / Water body typology (according to Kitaev, 1984; 2007)	Lake Klyuchik 19.08.2020	Lake Klyuchik 19.08.2020	Lake Svetloyar 04.08.2020	Lake Svyatoye Dedovskoye 31.08.2021
Sampling stations	1, pelagic, 10 m	5, pelagic, 8 m	1, pelagic, 15 m	4, pelagic, 14 m
Suspended substances, mg/l	< 3	< 3	< 3	10 ± 3
Transparency, m (Hex.)/ transparency class *	6.5 high	4.3 high	4.2 high	2.4 average
Water chromaticity accord- ing to Pt-Co *	40.0 mesohumous	80.0 mesohumous	10.0 oligohumous	6.7 ultra-oligohumous
pH	8.2 oligo-alkaline	8.4 oligo-alkaline	6.9 acid-neutral	6.4 acid-neutral
Mineralization, mg/l	1274.0 slightly salty	1099.0 slightly salty	127.0 medium- fresh	32.0 very fresh (oligohaline)
Ionic composition	Ca sulfate groups Type II	Ca sulfate groups Type II	hydrocarbonate groups Ca (Na), Type I	Ca hydrocarbonate groups, Type I

Note: *According to Bayanov, 2019; 2011; Kozlov et al., 2019; the report of “Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography” for 2011.

depth of 6.0 m, and later reached a depth of 9.0 m. In Lake Svyatoye Dedovskoye, the period of spring mixing of waters turned out to be longer. Stable temperature stratification has been observed since the end of June. At the beginning of summer, the layer of temperature jump was at a depth of 1-2 m; in July–August, it shifted to a depth of 4-6 m. Unlike other reservoirs, Lake Klyuchik has peculiarities of the thermal regime: in the western, deep enough basin of the lake, the type of water circulation should be considered cold polymictic. There is no summer temperature stratification; this fact is explained by the strong, constant influx of cold waters in the underground Surin River (Petrov and Astashin, 2017). The smoothed temperature curve in the summer months in the eastern part of the reservoir and the early onset of autumn homothermy can be explained by the existence of underwater currents carrying cold water here through a narrow isthmus from its western part.

In Lake Klyuchik, the distribution of oxygen on the surface horizon throughout the water area of the reservoir was uneven. In its western part, the oxygen content ranged from 3.7 to 12.5 mg O₂/l; in the eastern part, from 9.1 to 13.7 mg O₂/l; and in the transition zone, from 9.8 to 14.6 mg O₂/l. Taking into account these indicators, the eastern part of Lake Klyuchik belongs to water bodies with a very high oxygen content (Kitaev, 2007). The western part of the lake is characterized by the presence of hydrogen sulfide in the water and low oxygen content (30-57%) in the surface horizon, which is, probably, caused by the influence of underground flow from the “voklina.” At the deepest station 1, located in the western part of the lake, the oxygen distribution curve in July-August had a clinegrade character (Aberg and Rodhe, 1942), with a gradual decrease in oxygen content with depth due to its consumption for respiration and oxidation of organic substances. At the station 5 (the eastern part of the lake) in July in the surface horizon, the oxygen content was 10-11 mg O₂/l, at a depth of 2-3 m its amount increased to 14 mg O₂/l, which is associated with the active vegetation of small-celled green algae and representatives of dinoflagellates here. At a depth of 4 meters to the bottom, a gradual decrease in the dissolved oxygen content to almost zero indexes begins, which is characterized as a positively heterograde oxygen distribution curve. In August, at station 5, a sharp drop in the amount of dissolved oxygen at a depth of 5 m is observed due to its consumption for the mineralization of organic substances created by producers in the upper layers of the reservoir.

The oxygen regime of Lake Svetloyar in 2020, as well as in previous years of the research, was characterized by a high percentage of oxygen in the water layer from 1.0 to 5.0 m deep. The oxygen saturation varied from 108 to 127% in the surface horizon in the summer. Oxygen deficiency is often observed in the metalimnion, when the saturation of the water column with this gas does not exceed 40%. In September-October 2020, oxygen saturation in the epilimnion remained high from 83.0 to 109.0%, and the epilimnion shifted at the beginning of autumn mixing to a depth of 7-8 m.

In Lake Svyatoye Dedovskoye, the vertical distribution of oxygen was almost uniform at all levels of the water column at the end of June and was within the range of 6.36-7.78 mg O₂/l, corresponding to 40-50% saturation. With the establishment of a stable stratification during the hydrological summer, the maximum values of oxygen content (7.5 - 8.3 mg O₂/l) were recorded in the epilimnion to a depth of 4 m. In the hypolimnion, the oxygen content did not change starting from a depth of 5 m and amounted to 2.6-3.0 mg O₂/l. With the onset of autumn homothermy, the vertical distribution of oxygen becomes uniform (8.0-9.3 mg O₂/l), and the percentage of oxygen saturation in water layers reached 66.0-82.0%.

The phytoplankton composition of the studied lakes contained 347 species (432 species and infra-specific taxa), belonging to 168 genera, 42 orders, 17 classes, and 8 divisions (Lake Svyatoye Dedovskoye, 212 taxa; Lake Svetloyar, 225 taxa; Lake Klyuchik, 275 taxa). A comparative analysis of the floristic structure of phytoplankton in the studied lakes showed that in all the reservoirs, the taxonomically significant divisions were Cyanobacteria, Chlorophyta, Bacillariophyta, Ochrophyta, and Euglenophyta, which together accounted for more than 70% of the total species richness. The presence of these groups in the core of algal flora was also noted in a number of other karst lakes (Udovič et al., 2022; Kasperovičienė, 2001) due to the wide geographical distribution of their representatives. However, the proportional ratio of these groups in the phytoplankton composition of the lakes turned out to be different. In the algal flora of hydrocarbonate low-mineralized lakes (Lake Svetloyar and Lake Svyatoye Dedovskoye), the first place was occupied by green algae, and in the sulfate Lake Klyuchik, by diatoms. There was a natural increase in the number of diatom species from 18.6% to 40% (Lake Klyuchik), with a decrease of the species richness of green (from 33.5% to 24.0%) and euglenophyte (from 9.6% to 3.6%) algae, respectively. For Lake Svyatoye Dedovskoye, the participation of charophyte algae (up to 13.2% of the composition) in the composition of taxonomic diversity is more noticeable than others.

Studies of some aquatic ecosystems of the Nizhny Novgorod region (rivers and lakes of the Kerzhnesky Nature Reserve) (Vodeneeva, 2006), water bodies of the territory of Nizhny Novgorod (Okhapkin and Startseva, 2003) have shown that the dominant species in the phytoplankton of these aquatic ecosystems may constitute from 20 to 30% of the total list. In the studied lakes, the composition of the dominant species included 114 species and intraspecific taxa, or 26.38% of the total composition of algae. However, in some lakes, their contribution could be less, ranging from 13 to 20%, which may be caused by the lack of longer observation series.

In Lake Svyatoye Dedovskoye, the ratio of dominant groups generally coincided with that in the general list: green and diatom algae predominated, together determining more than 50% of the total composition of dominants, the share of ochrophytes (chrysophytes) was 14%, the representatives of other departments

were listed among the dominants by less than 10%.

In other lake systems, the ratio of dominant taxa had its own characteristics. Thus, the phytoplankton of Lake Klyuchik differed significantly both in species composition and in the composition of dominants, not only in the group of lakes studied but also in comparison with other karst reservoirs of the forest and forest-steppe landscape-geographical zones of European Russia (Gusev, 2011; Palagushkina, 2004). The phytoplankton of this reservoir had a pronounced diatom character (Fig. 2) and a complete cyanobacteria absence among biomass dominant taxa. The contribution of greens, ochrophytes, cryptophytes, and dinoflagellates was 7-10%, euglenophytes and charophytes were 2-4%. The diatom character of phytoplankton is apparently typical for gypsum lakes, and was also noted in the example of Lake Goluboye (Samara region) (Tarasova, 2010).

In Lake Svetloyar, euglenoids predominated among the dominant species in terms of species richness (due to the diversity of the genus *Trachelomonas*), forming up to 25% of the total list. In the earlier period of the study (the beginning of the 2000s), their contribution was about 20%. Thus, in the modern period, the role of this group in the phytoplankton of the lake has noticeably increased both in taxonomic and coenotic terms, which may indicate an increase in the processes of eutrophication of this reservoir against the backdrop of increased recreational load (Okhapkin et al., 2022b). The second position in the group of dominants was taken by representatives of diatoms, greens and chrysophytes (Ochrophyta) (15-17% each), cyanobacteria and cryptomonades were in the third position (8-10%).

According to the biotopic location, among the dominant species of algocenoses in lakes Svetloyar and Svyatoye Dedovskoye, true planktonic forms predominated (58-70% of the total list) (Fig.3.). Among the dominants in Lake Klyuchik, the proportion of planktonic species was 2-2.3 times lower, and the proportion of benthic forms increased (up to 20%), which may indicate benthification processes in this reservoir. In all the lakes studied, it should be noted that there is a high proportion of species capable of inhabiting different biotopes. Their share could range from 25 to 50% of the total list of dominants.

In terms of geographical distribution, the main part of the list of the dominant algae species was represented by cosmopolitan forms (95-97%), representatives of the boreal (*Xanthidium antilopaeum* Kützing, *Spondylosium planum* (Wolle) West & G.S. West from desmids) and northern alpine (*Pinnularia episcopalis* Cleve from diatoms) areas were sporadically found.

In relation to the content of sodium and chlorine ions, indifferent species were in the lead (76-95%), the proportion of oligohalobes varied from 5% (Lake Svyatoye Dedovskoye) to 16% (Lake Svetloyar). Halophiles capable of living in freshwater or slightly brackish water habitats, as well as halophobes that cannot withstand high NaCl contents in water, were noted only in lakes Klyuchik and Svetloyar, accounting for 4-5% of the composition of halobitic indicators. More than half of the composition of dominants was

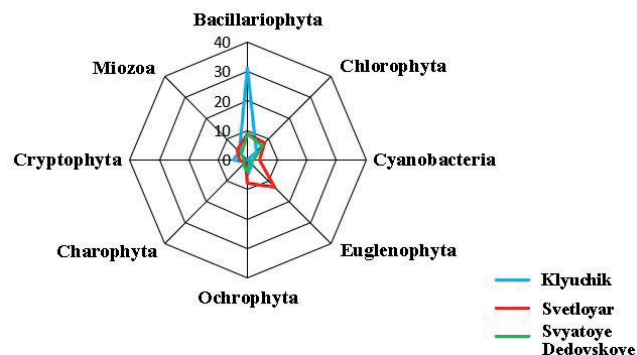


Fig.2. Taxonomic diversity of dominant (by biomass) phytoplankton groups in karst lakes

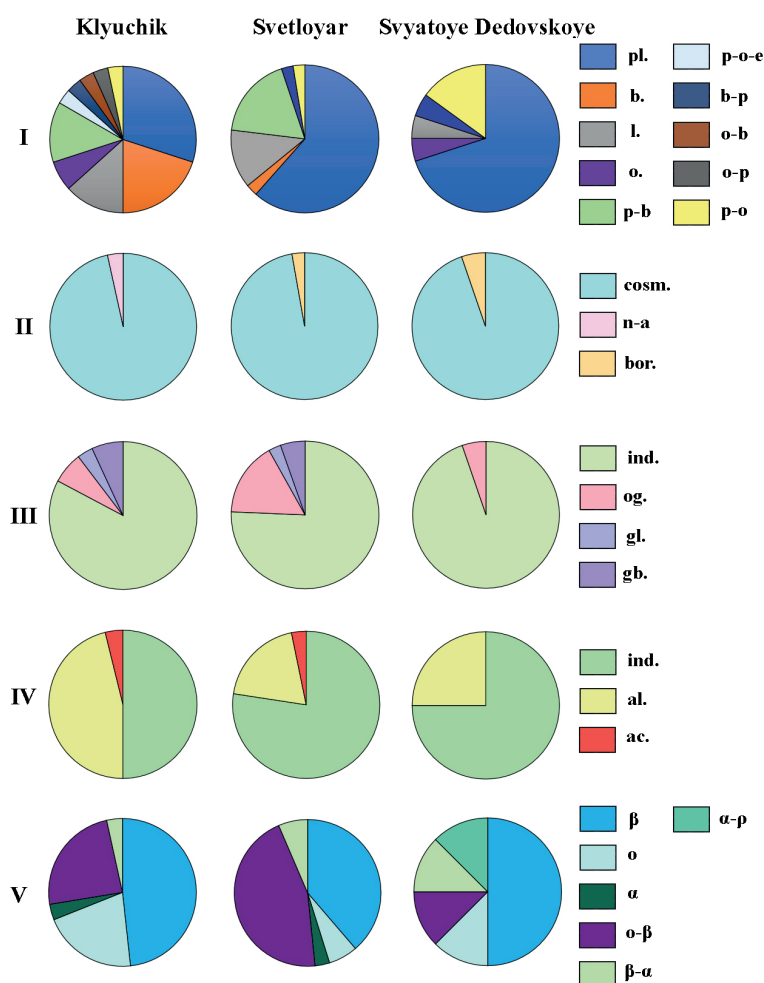


Fig.3. The ecological and geographical characteristics of dominant species in the studied lakes (I - habitat, II - geographical element of flora, III - halicity, IV - pH of the environment, V - saprobity).

Notes:

- I – pl. – planktonic, b. – benthic, l. – littoral, f. – foulers, e. – epibionts, hyphenated – heterotopic species;
- II – cosm. – cosmopolites, n-a – north-alpine, bor. – boreal;
- III – ind. – indifferents, ohb. – oligohalobes, hph. – halophiles, hpb. – halophobes;
- IV – ind. – indifferents, al. – alkaliphiles, ac. – acidophiles;
- V – saprobity indicators)

characterized by an indifferent attitude to water pH. Species that prefer alkaline conditions in Lake Klyuchik made up a little less than half of the composition, in Lake Svetloyar, 19%, in Lake Svyatoye Dedovskoye, 25%. Indicators of acidic waters (*Vacuolaria virescens* Cienkowski, *Aulacoseira distans* (Ehrenberg) Simonsen) were recorded only in lakes Klyuchik and Svetloyar.

The predominance of indicators of β -mesosaprobic contamination was noted among the indicators of organic pollution in lakes Klyuchik and Svyatoye Dedovskoye. In Lake Svetloyar, in addition to a high proportion of β -mesosaprobic, a significant proportion of representatives of the α - β -mesosaprobic zone was found. According to the results of the long-term studies for this water body, there is a tendency to increase the representation in the general species composition of indicators of more polluted waters β - α , α - β mesosaprobic, α -mesosaprobic and α -meso-polysaprobic waters (from 9 to 13%), which may indicate an increase in the eutrophication of the reservoir (Okhapkin et al., 2022b).

For all dominant species, indices of occurrence (pF), dominance frequency (DF), and dominance order (Dt) were calculated. Out of 114 dominant taxa, only 13 showed high values of $DF > 10$, $Dt > 10$, and $pF > 20$ (Table 3.). The observed species belonged to 5 groups of algae: cryptophytes, euglenophytes, charophytes, diatoms, and dinophytes, of which only dinoflagellates were common dominant taxa identified in all the studied lakes.

Freshwater dinoflagellates are an important component of the lake phytoplankton (Trifonova, 1990). The ecology of dinophyte algae is characterized by a wide distribution in water bodies of different trophic status and tolerance to low light levels, as well as the ability to migrate and have a mixotrophic type of nutrition, which allows them to compete in extreme conditions: nutrient deficiency, acidification, and increased water mineralization (Regel et al., 2004). In the studied lakes, the maximum contribution of dinophytes to the total biomass was, as a rule, noted during the period of summer stratification and could amount to up to 68-93% of the total values (lakes Svyatoye Dedovskoye and Svetloyar, respectively). In Lake Klyuchik, with water areas of different thermal regimes, the dominance of dinophytes was noticeable only in the warmed part of the reservoir, increasing here to 50-70% of the total indicators. Among the representatives of this group, large-celled armored dinophytes from the functional group L_0 , *Ceratium hirundinella* (O.F.Müller) Dujardin ($Dt = 64.5-76.2$) and *Peridinium cinctum* (O.F.Müller) Ehrenberg ($Dt = 77.5-92.74$), were characterized by a high order of dominance, of which the latter was dominant in all three lakes. It is known that *C. hirundinella* is a common dominant of summer plankton in most lakes of temperate latitudes (Trifonova, 1990; Darki and Krakhmalnyi, 2019), one of the most heat-prefering species of dinoflagellates. It has been shown that its vegetation is determined by stratification conditions (Miracle et al., 1992; Darki and Krakhmalnyi, 2019), although this species can also occur during periods of mixing (MacDonagh et al., 2005). Maximum concentra-

Table 3. The dominant phytoplankton species and Functional Groups (FG) in the studied water bodies

Lakes	Taxa	FG* Codon	D	pF	DF	Dt
Klyuchik	Bacillariophyta					
	<i>Cyclotella distinguenda</i>	B	59	75.4	53.6	71.1
	<i>Cyclotella</i> sp.	A	15	39.1	13.6	34.8
	Cryptophyta					
	<i>Cryptomonas</i> sp.	Y	17	42.7	15.4	36.1
	Dinophyta					
	<i>Ceratium hirundinella</i>	Lo	19	22.7	17.3	76.2
Svetloyar	<i>Peridinium cinctum</i>	Lo	31	36.4	28.2	77.5
	Bacillariophyta					
	<i>Lindavia comta</i>	B	11	50	14.5	29
	<i>Asterionella formosa</i>	C	11	50	14.5	29
	Dinophyta					
	<i>Ceratium hirundinella</i>	Lo	20	40.8	26.3	64.5
	<i>Peridinium cinctum</i>	Lo	26	43.4	34.2	78.8
	Euglenophyta					
	<i>Trachelomonas Rugulosa</i>	W2	10	21.0	13.1	62.4
	<i>Trachelomonas Volvocina</i>	W2	19	67.1	25	37.2
Svyatoye Dedovskoye	<i>Trachelomonas volvocina</i> var. <i>subglobosa</i>	W2	12	22.4	15.8	70.5
	Bacillariophyta					
	<i>Cyclotella</i> sp.	A	4	45.2	12.9	28.5
	<i>Tabellaria fenestrata</i>	N	6	45.2	19.3	42.7
	Cryptophyta					
	<i>Komma caudate</i>	X2	6	61.3	19.3	31.5
	Dinophyta					
Svyatoye Dedovskoye	<i>Peridinium cinctum</i>	Lo	13	45.2	41.9	92.7
	Charophyta					
	<i>Staurodesmus incus</i> var. <i>ralfsii</i>	N	15	61.3	48.4	78.9

Note: * Names of codons are given with the use of functional classification of phytoplankton according to Padišák et al., 2009

tions of *C. hirundinella* cells tend to occur in the thermocline zone (Hedger et al., 2004). Representatives of *P. cinctum* species, as well as *C. hirundinella*, are widespread in freshwater habitats of both temperate and tropical zones (they often develop in complexes) and are able to adapt to environmental conditions almost without restrictions (Gürkan et al., 2024). It was found (Regel et al., 2004) that for better photosynthesis, the species must migrate to an optimal depth (30% of surface illumination). In the vertical distribution of

dinoflagellates in Lake Svetloyar, under conditions of pronounced summer stratification, the concentration of populations of these species was noted at the lower boundary of the metalimnion, where these representatives, due to their ability to vertically migrate, acquired advantages in the absence of nutrients in the epilimnion (Darki and Krakhmalnyi, 2019); during the period of autumn homothermy - in the surface layer. The maximum rise in biomass in *C. hirundinella* in summer was up to 2-3 g/m³, in *P. cinctum*, it was about 1 g/m³. In Lake Klyuchik, under conditions of smoothed stratification (the eastern part of the reservoir), it was not possible to note the confinement of dinophyte algae to certain horizons.

The contribution of diatoms to the development of phytoplankton in the studied lakes turned out to be maximum for the gypsum in Lake Klyuchik; their complete dominance was noted (more than 90% of the total number and 50-100% of the biomass) in the cold part of the reservoir and its transition zone. In this part of the lake, the waters of the underground river are unloaded, creating favorable conditions for diatoms sensitive to stratification; they often develop at the bottom. Under conditions of high transparency (up to 8.5 m) and no light limitation, photosynthesis was possible throughout the entire water column, including the bottom zone (Okhapkin et al., 2022a).

Among the weakly mineralized reservoirs in Lake Svyatoye Dedovskoye, the most significant share of diatoms (40-60% of the total biomass indicators) turned out to be during the spring and autumn mixing of waters. In Lake Svetloyar, mixing periods are short (about two weeks), as a result of which extended periods of low temperature (5–15°C) and water turbulence did not form in the reservoir to achieve noticeable abundance and biomass values of Bacillariophyta (Okhapkin et al., 2022b). The insignificant dominant role of diatoms (their share in the average vegetation biomass was 4.64–30.42%) in this reservoir is apparently also associated with a clear division of the water column into oxygenic and anoxygenic components, the removal of silicon, which is part of the shells of Bacillariophyta, from the trophogenic layer into the bottom, and its weak supply from the catchment area. Information about the insignificant coenosis-forming role of diatoms in plankton was also provided for some light-water lakes in the temperate zone of Russia (Gusev, 2007; Korneva, 2015).

Among centric diatoms, high values of frequency (DF) and order (Dt) of dominance were noted for representatives of the genera *Cyclotella* and *Lindavia*, belonging to functional group B, inhabitants of mesotrophic lakes, sensitive to water stratification (Padisák et al., 2009).

The predominance of *Cyclotella* species is typical of karst lakes, both in the temperate zone and in the warm zone, especially during spring and autumn mixing (Danielidis et al., 1996; Petar et al., 2014; Udovič et al., 2017). Among representatives of this genus, the maximum parameters of dominance were noted for *Cyclotella distinguenda* Hustedt (DF=53.6, Dt=71.1, pF=75.4), which dominated only in the plankton of

the gypsum Lake Klyuchik, forming monodominant allogenoses and reaching uniquely high biomass values (more than 100 g/m³). This species is considered rare for the algal flora of the Volga basin (Genkal et al., 2019; Vodeneeva et al., 2020; Okhapkin et al., 2022a), as well as for the rivers of Hungary (Kiss et al., 2012). High values of development of this species in the studied reservoir indicate optimal conditions and, apparently, a complete absence of competition with other representatives of phytoplankton in this combination and the dynamics of environmental factors (high mineralization, favorable light conditions, low temperature background, and lack of thermal stratification).

In the weakly mineralized Lake Svyatoye Dedovskoye, among the species of the genus *Cyclotella*, mainly small-celled forms were observed, and their maximum development occurred in the last phase of spring mixing. The share of these species more often corresponded to 15-20% of the total biomass values. In the summer season, they were inferior to dinoflagellates, and during the period of autumn homothermy, they were inferior to pennate species of diatoms or charophyte algae. In Lake Svetloyar, *Lindavia comta* (Kützing) T.Nakov et al. stood out among the centric diatoms (DF=14.5, Dt=29, pF=50). This species is cosmopolitan and eurythermic; in oligotrophic lakes, it is the dominant of summer plankton; in mesotrophic lakes, it acts as a subdominant in spring (Trifonova, 1990). In Lake Svetloyar, *L. comta* was noted as an accompanying component (10-15% of total indicators, biomass less than 1 g/m³) to the main coenotic complexes of phytoplankton, which may indicate the transitional oligotrophic-mesotrophic status of this reservoir.

Significant indicators of dominance among pennate diatoms were noted for *Asterionella formosa* Hassall (Dt=29, pF=50) (Lake Svetloyar) and *Tabellaria fenestrata* (Lyngbye) Kützing (Dt=42.7, pF=45.2) (Lake Svyatoye Dedovskoye).

It is known that species of the genus *Tabellaria* are included in the codon N, are acidobionts, developing in acidified water bodies (Battarbee et al., 1985; Sirenko and Parshikova, 1993; Vodeneeva, 2006). At the time of the research, the values of the slightly acidic reaction of the environment were also recorded in Lake Svyatoye Dedovskoye. Their presence as coenosis-forming species was noted in plant plankton of acidic reservoirs of Finland (Lepistö and Rosenström, 1998), South Karelia (Nikulina, 1997), Sweden (Wahlström and Danilov, 2003), forest lakes and watercourses of the Nizhny Novgorod Southern Trans-Volga region (Vodeneeva, 2006), etc. Among the species of this genus, *T. fenestrata* is one of the characteristic dominants of large oligotrophic lakes (Petrova, 1990). The constant presence of this taxon in the allogenoses of Lake Svyatoye Dedovskoye (share in the total biomass, 15-60%) confirms the oligotrophic status of this reservoir, its noticeable morphometric characteristics, as well as the swamp conditions of the catchment.

Another representative of pennate diatoms, noted as a permanent component of the phytoplankton of Lake Svetloyar, *A. formosa*, is also considered a typical summer dominant of allogenoses of various

types of water bodies (Trifonova, 1990; Petrova, 1990), often found in aquatic ecosystems of the Volga basin (Okhapkin et al., 2022b). The massive development of this species may indicate an intensification of eutrophication processes. In the Svetloyar ecosystem, populations of this species were found in the spring and summer seasons, but their development did not reach the “blooming” stage. This species vegetated throughout the entire water column (the biomass of *A. formosa* varied from 0.15 (at the 7 m depth) to 0.48 g/m³ (at the surface)).

In the highly mineralized Lake Klyuchik, pennate diatoms, mainly benthic species of the genera *Pinnularia* and *Navicula*, were included in the list of dominant taxa but did not have significant values of frequency and order of dominance.

In Lake Svyatoye Dedovskoye, the list of common species with high dominance indicators includes representatives of euglenophyte algae, *Trachelomonas rugulosa* F.Stein, *Trachelomonas volvocina* (Ehrenberg) Ehrenberg, and *Trachelomonas volvocina* var. *subglobosa* Lemmermann (functional group W2), preferring the bottom layers of the water column. The last representative stood out in terms of the order of dominance in this lake (DF = 15.8, Dt = 70.5, pF = 22.4). The development of trachelomonads occurred throughout the growing season (their share varied from 10 to 15%), as well as during the under-ice period, where their contribution could be more than 90%. In the modern period, there is a tendency to a gradual increase in the role of euglena algae in algocenoses in the summer season, which may indicate an increase in the concentration of organic substances in water and an intensification of eutrophication processes.

In lakes Klyuchik and Svyatoye Dedovskoye, among the significant structure-forming phytoflagellates, representatives of cryptophyte algae (*Cryptomonas* spp. - DF = 15.4, Dt = 36.1, pF = 42.5; *Komma caudata* (L.Geitler) D.R.A.Hill - DF = 19.3, Dt = 31.5, pF = 61.3) were also noted. These species, with the ability for mixotrophy and migration, similar to dinophyte and euglena algae, are able to compete with other representatives of phytoplankton for resources. In the plankton of the studied lakes, cryptomonads more often played accompanying roles, and their share in development indicators varied from 7 to 15%.

In Lake Svyatoye Dedovskoye, among other phytoplankton groups, significant indicators of dominance

were also observed for representatives of desmidian algae (division Charophyta): *Staurodesmus incus* var. *ralfsii* (West) Teiling (codon N, continuous or semi-continuous mixed layer of 2–3 m in thickness; shallow lakes where the mean depth is of this order or greater, as well as in the epilimnia of stratified lakes when the mixing criterion is satisfied) – DF = 48.4, Dt = 78.9, pF = 61.3, which reflects the swampy nature of the catchment.

Blue-green algae as dominants and subdominants in biomass were not typical for the phytoplankton of the studied aquatic ecosystems. However, the development of small-celled colonial cyanobacteria (genera *Aphanocapsa*, *Aphanothece*), as dominants in the phytoplankton population, as well as small-celled coccoid forms of green algae (genus *Dactylosphaerium*, *Dictyosphaerium*), was noted for all of the studied lakes. In abnormally hot years (2010) with anticyclonic weather in the lake. In Svetloyar, outbreaks of flowering of diazotrophic cyanobacteria from codon H1 (species sensitive to water mixing) were observed - representatives of the genus *Dolichospermum*, which could form up to 32.9 g/m³ at the peak of development (Okhapkin et al., 2022b). However, in subsequent years, these species disappeared from the algocenoses of the lake.

The method of multivariate analysis of variance (PERMANOVA) of the composition of the dominant phytoplankton species involved in the composition of the abundance and biomass of the studied lakes (according to the Sørensen-Chekanovsky coefficient) showed a statistically significant low degree of their similarity (Table 4), which may indicate the originality of algae cenogenesis in each of the studied lakes due to the influence of a certain combination of factors. Visualization of the obtained data demonstrated a clear division of the studied lakes according to the composition of algocenoses (Fig. 4).

When comparing the composition of functional groups of phytoplankton in the studied lakes by biomass, it also demonstrated a statistically significant low degree of similarity, however, the difference in the composition of functional groups in abundance for lakes Svetloyar and Svyatoye Dedovskoye was less pronounced (Table 5, Fig. 5). There is probably some similarity in the conditions for the formation of phytoplankton in these lakes, namely the high depth and transparency of the waters.

Table 4. Statistical parameters (F – Fisher criterion, p – level significance) when assessing the similarity of the composition of the studied lakes

	Permanova			
	Dominants (by abundance)		Dominants (by biomass)	
	F value	P (>F)	F value	P (>F)
Lake	13.49	0,001***	11.91	0,001***
Klyuchik_vs_Svetloyar	8.66	0,001***	9.44	0,001***
Klyuchik_vs_Svyatoye Dedovskoye	17.20	0,001***	13.69	0,001***
Svetloyar_vs_Svyatoye Dedovskoye	15.47	0,001***	12.71	0,001***

Table 5. Statistical parameters (F – Fisher criterion, p – level significance) when the similarity of the Functional Groups (FG) in the studied lakes

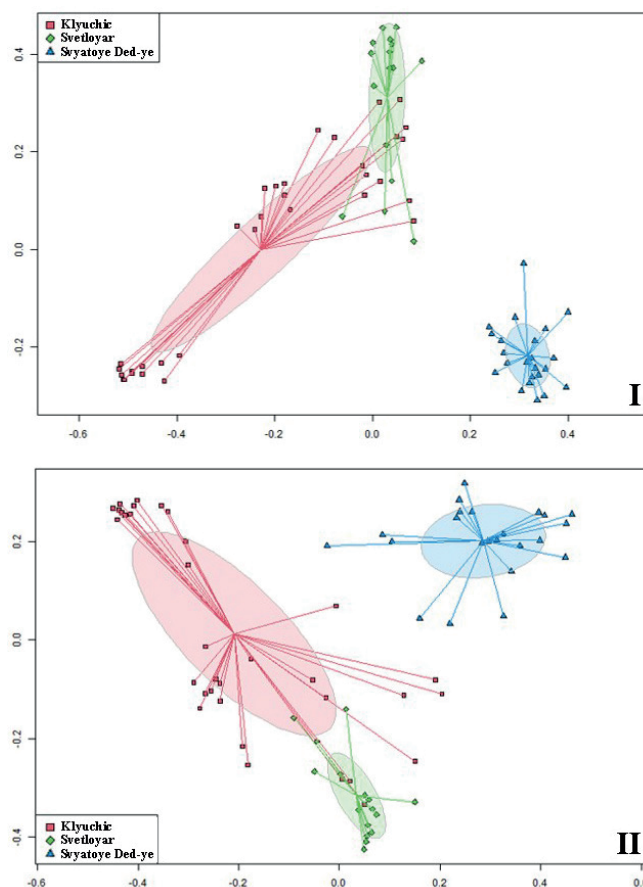
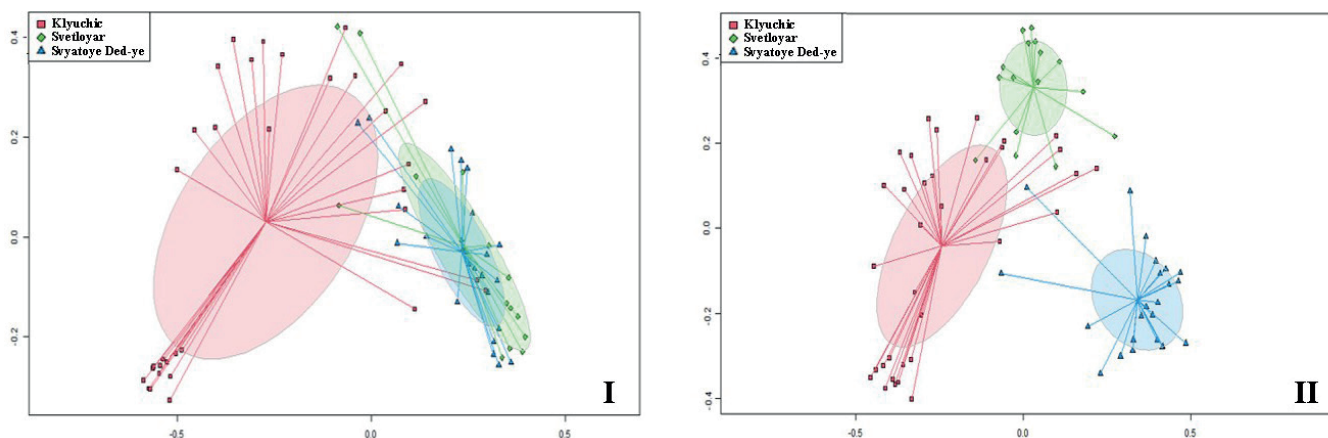
Permanova				
	FG (by abundance)		FG (by biomass)	
	F value	P (> F)	F value	P (> F)
Lakes	16.43	0,001***	19.88	0,001***
Klyuchik_vs_Svetloyar	15.53	0,001***	16.83	0,001***
Klyuchik_vs_Svyatoye Dedovskoye	21.71	0,001***	22.93	0,001***
Svetloyar_vs_Svyatoye Dedovskoye	7.75	0,001***	19.34	0,001***

4. Conclusion

In the composition of the phytoplankton of lakes Klyuchik, Svetloyar and Svyatoye Dedovskoye, 432 species and intraspecific taxa of algae belonging to 8 phyla were identified. Analysis of the algal flora of the studied lakes showed the taxonomic importance of the divisions of Cyanobacteria, Chlorophyta, Bacillariophyta, Ochrophyta, and Euglenophyta, constituting more than 70% of the total species richness. The composition of the dominant species included 114 species of algae (26.38% of the total composition): in Lake Svyatoye Dedovskoye, green algae and diatoms (50%) predominated, in Lake Svetloyar, euglenids predominated (25%), in Lake Klyuchik, diatoms predominated (more than 40%).

The basis of the floristic list among the dominant species of algocenoses in lakes Svetloyar and Svyatoye Dedovskoye were planktonic forms (58-70% of the total list). In Lake Klyuchik, the proportion of planktonic species was 2-2.3 times lower, the proportion of benthic forms increased (up to 20%). Most of the identified species are characterized by a cosmopolitan distribution; representatives of the boreal and northern alpine habitats were found only sporadically.

Among 13 dominants (from 5 divisions) with high values of $DF > 10$, $Dt > 10$, and $pF > 20$, dinoflagellates *Ceratium hirundinella*, *Peridinium cinctum* (functional group L_0) were noted in all lakes, with maximum development during the period of summer stratification. In the group of diatoms, species of centric diatoms from the genus *Cyclotella* (codon B) predominated

**Fig.4.** Visualization of the analysis results reflecting the similarity in cenotic (according to abundance – I, and biomass – II) structure of phytoplankton in the studied lakes.**Fig.5.** Visualization of the analysis results reflecting the similarity of the functional (according to abundance – I, and biomass – II) composition of the studied lakes

everywhere, reaching maximum development rates under conditions of mixing of waters. The composition of the remaining dominant groups in each reservoir was determined by its limnological features.

Using the method of multivariate analysis of variance (PERMANOVA), a statistically significant ($P > 0.001$) low degree of similarity of the dominant and functional phytoplankton complexes was shown, which may indicate the uniqueness of algae cenogenesis in each of the studied lakes, due to the influence of a certain combination of factors, such as temperature, transparency, pH, and oxygen content.

The obtained data on the frequency of occurrence and indicators of dominance of the identified common species reflect their ecological characteristics as well as the potential for maximum development under certain combinations of factors, which can be used in the system of environmental monitoring of aquatic ecosystems.

Conflict of interests

Authors declare no conflict of interests.

References

- Aberg B., Rodhe W. 1942. Über die Milieufaktoren einiger südschwedischer Seen. *Symbolae Botanicae Upsalienses* 5: 1.
- Alimov A.F., Mingazova N.M. 2001. Unique ecosystems of brackish-water karst lakes of the Middle Volga. Kazan: Publishing House of Kazan State University. (in Russian)
- Bakanina F.M., Pozharov A.V., Yurtaev A.A. 2003. Landscape zoning of the Nizhny Novgorod region as the basis of rational nature management. In: International Scientific and Industrial Forum "Great Rivers – 2003". N. Novgorod, NNSUACE, pp. 288 – 290. (in Russian)
- Bakanina F.M., Vorotnikov V.P., Lukina E.V. et al. 2001. Lakes of the Nizhny Novgorod region. N. Novgorod: VOOP Publishing House. (in Russian)
- Bakhireva M.V., Astashin A.E. 2015. Lakes of the Pavlovsky district of the Nizhny Novgorod region as an indicator of the geological and geomorphological situation. In: Voznesenskaya A.G. (Ed.), Geographical science through the prism of modernity. Materials of the VIII Interuniversity scientific and practical conference of students and All-Russian Interuniversity scientific and practical student conference on ethnogeography and ethnography. Nizhny Novgorod, pp. 28–30. (in Russian)
- Bakka S.V., Kiseleva N.Y. 2009. Specially Protected Natural Areas of the Nizhny Novgorod Region. Nizhny Novgorod: Ministry of Ecology Natural Resources.
- Battarbee R.W., Flower R.J., Stevenson A. et al. 1985. Lake acidification in Galloway: palaeoecological test of competing hypotheses. *Nature* 314(6009): 350-352.
- Bayanov N.G. 2019. Lake Klyuchik is a unique natural object of the Nizhny Novgorod Volga region. In: Bayanov N.G. et al. (Ed.), Proceedings of the State natural biosphere reserve "Kerzhensky" 9, N. Novgorod, pp. 65-72. (in Russian)
- Bayanov N.G., Krivdina T.V. 2011. Typology and features of lakes of Nizhny Novgorod trans-Volga Region. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya* [News of the Russian Academy of Sciences. Geographical series] 5:85-96. (In Russian)
- Bazhenova O.P. 2017. Phytoplankton and the environmental condition of the lakes of the forest zone of the Omsk Irtysh Land. *Sibirsky ekologichesky zhurnal* [Siberian Ecological Journal] 24(3): 276-286. DOI: [10.15372/Sej20170305](https://doi.org/10.15372/Sej20170305) (in Russian)
- Chalkia E., Zacharias I., Thomatou A.A. et al. 2012. Zooplankton dynamics in a gypsum karst lake and interrelation with the abiotic environment. *Biologia* 67: 151–163.
- Giorca A.M., Momeu L., Battes K.P. 2017. Same karstic substratum, different aquatic communities? Case study: Three water bodies from western Romania. *Studia Universitatis Babes-Bolyai Biologia* 62: 67–85.
- Danielidis D.B., Spartinou M., Economou-Amilli A. 1996. Limnological survey of Lake Amvrakia, western Greece. *Hydrobiologia* 318(3): 207–218. DOI: [10.1007/bf00016682](https://doi.org/10.1007/bf00016682)
- Genkal S.I., Okhapkin A.G., Vodeneva E.L. 2019. To the morphology and taxonomy of *Cyclotella distinguenda* (Bacillariophyta). *Novosti sistematiки nizshikh rastenii* 53(2): 47–54. DOI: [10.31111/nsnr/2019.532.247](https://doi.org/10.31111/nsnr/2019.532.247)
- Gorbunin O.S. 2012. Complexes of dominant forms of phytoplankton of various reservoirs. *Algologiya* [Algology] 22(2): 303-305. (in Russian)
- Guiry M.D., Guiry G.M. 2022. AlgaeBase. World-Wide Electronic Publication, National University of Ireland, Galway. <http://www.algaebase.org>
- Gürkan S., Stemplinger B., Rockinger A. et al. 2024. Bumps on the back: An unusual morphology in phylogenetically distinct *Peridinium aff. cinctum* (= *Peridinium tuberosum*; Peridinales, Dinophyceae). *Organisms Diversity & Evolution* 24: 1–15. DOI: [10.1007/s13127-023-00635-6](https://doi.org/10.1007/s13127-023-00635-6)
- Gusev E.S. 2007. Features of the structure and functioning of phytoplankton stratified lakes of karst origin of central Russia (Vladimir region). Cand. Sc. Dissertation, Papanin Institute for Biology of Inland Waters RAS, Borok, Russia. (in Russian)
- Gusev E.S. 2008. Phytoplankton primary production in several karst lakes in central Russia. *Inland Water Biology* 1: 356–361.
- Gusev E.S. 2011. Vertical distribution of phytoplankton in small karst lakes in central Russia. In: Ist International Conference "Algae: taxonomy, ecology, use in monitoring", pp. 160.
- Hedger R.D., Olsen N.R.B., George D.G. et al. 2004. Modelling spatial distributions of *Ceratium hirundinella* and *Microcystis* spp. in a small productive British lake. *Hydrobiologia* 528: 217–227.
- Kasperovičienė J. 2001. The summer phytoplankton structure of some lakes located in Lithuanian protected areas. *Biologija* 47(2): 80-83.
- Kharitonov A.T. 1978. Nature of the Nizhny Novgorod Volga region: history, use, protection. Gorky: Volga-Vyatka Publishing House. (in Russian)
- Kiss K.T., Klee R., Ector L. et al. 2012. Centric diatoms of large rivers and tributaries in Hungary: morphology and biogeo-763 graphic distribution. *Acta Botanica Croatica* 71: 311–363. DOI: [10.2478/v10184-011-0067-0](https://doi.org/10.2478/v10184-011-0067-0)
- Kitaev S.P. 2007. Basics of Limnology for Hydrobiologists and Ichthyologists. Petrozavodsk: Karelian Science Center Press RAS. (in Russian)
- Kitaev S.P. 1984. Ecological basis of bioproductivity of lakes in different natural zones. Moscow: Nauka. (In Russian)
- Korneva L.G. 2015. Phytoplankton of the Volga basin reservoirs. Kostroma: Publishing House of Kostroma. (In Russian)
- Kozlov A.V., Markova D.S., Sokolyuk S.A. et al. 2019. Expertise of the ecological and hydrochemical state of the natural monument – Lake Svetloyar, Nizhny Novgorod region. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya* [Advances of modern natural science] 6:74-81. (In Russian)
- Kozlov A.V., Tarasov I.A., Dedyk V.E. 2017. Ecological and hydrochemical characteristics of the water area of Lake Klyuchik in the Pavlovsky district of the Nizhny Novgorod

region. Sovremennyye problemy nauki i obrazovaniya [Current Problems of Science and Education] 1: 126–134. (in Russian)

Krevs A., Kucinskiene A. 2011. Vertical distribution of bacteria and intensity of microbiological processes in two stratified gypsum Karst Lakes in Lithuania. Knowledge and Management of Aquatic Ecosystems 4: 1–12.

Lepistö L., Rosenström U. 1998. The most typical phytoplankton taxa in four types of boreal lakes. Hydrobiologia 369-370: 89-97.

MacDonagh M.E., Casco M.A., Claps M.C. 2005. Colonization of a Neotropical Reservoir (Córdoba, Argentina) by *Ceratium hirundinella* (O.F. Müller) Bergh. Annales de Limnologie - International Journal of Limnology 41: 291–299.

Maksimovich G.A. 1963. Basics of the Karst Studies. Vol.1. Perm: Permskoe knizhnoe izdatelstvo. (in Russian)

Meng F., Li Z., Li L. et al. 2020. Phytoplankton alpha diversity indices response the trophic state variation in hydrologically connected aquatic habitats in the Harbin Section of the Songhua River. Scientific Reports 10: 1–13.

Miracle M.R., Vicente E., Pedrós-Alió C. 1992. Biological studies of Spanish meromictic and stratified karstic lakes. Limnetica 8: 59–77.

Moiseev A.V., Loginov V.V., Moreva O.A. et al. 2019. Current state and environmental-labor characteristics of Bolshoye Svyatoye Lake (Svyatoye Dedovskoye). Trudy Gosudarstvennogo prirodnogo biosfernogo zapovednika “Kerzhenskij” [Proceedings of the state natural biosphere reserve “Kerzhensky”] N. Novgorod: 9: 122-131. (in Russian)

Momeu L., Ciorca A., László O.T. et al. 2015. The karstic lake Iezerul Ighiel (Transylvania, Romania): Its first limnological study. Studia Universitatis Babeş-Bolyai Biologia 2: 39–60.

Naumenko M.A., Guzivaty V.V., Sapelko T.V. 2014. Digital morphometric models of small lakes. Uchenye zapiski RGGU [Scientific notes of the RSHU] 34:26. (in Russian)

Nikulina V.N. 1997. Features of phytoplankton communities in light-water acidic and humified lakes of South Karelia. Response of lake ecosystems to changes in biotic and abiotic conditions. Trudy ZIN RAN [Proceedings of ZIN RAS] St. Petersburg: 272: 29-47. (in Russian)

Okhapkin A.G., Sharagina E.M., Kulizin P.V. et al. 2022. Phytoplankton Community Structure in Highly-Mineralized Small Gypsum Karst Lake (Russia). Microorganisms 10: 386. DOI: [10.3390/microorganisms10020386](https://doi.org/10.3390/microorganisms10020386)

Okhapkin A.G., Startseva N.A. 2003. Composition and ecology of common phytoplankton species in small water bodies of urban areas (diatoms, green and blue-green algae). Botanicheskij zhurnal [Botanical journal] 88(9): 84. (In Russian)

Okhapkin A.G., Vodeneeva E.L., Sharagina E.M. 2022. Composition and structure of phytoplankton of Lake Svetloyar (Russia). Inland Water Biology 5: 543-554. DOI: [10.1134/S1995082922050169](https://doi.org/10.1134/S1995082922050169)

Padisák J., Crossetti L.O., Naselli-Flores L. 2009. Use and misuse in the application of the phytoplankton functional classification: a critical review with updates. Hydrobiologia 621: 1–19.

Palagushkina O.V. 2004. Ecology of Phytoplankton of Karst Lakes in the Middle Volga Region. Cand. Sc. Dissertation, Kazan State University, Kazan, Russia. (in Russian)

Petar Ž., Marija G.U., Koraljka K.B. et al. 2014. Morpho-functional classifications of phytoplankton assemblages of two deep karstic lakes. Hydrobiologia 740: 147–166.

Petrov M.S., Astashin A.E. 2017. The dynamics of water consumption of the largest spring Surin in the Nizhny Novgorod region. In: Vinokurova N.F. (Ed.), Orphanovskie Readings 2017, N. Novgorod, pp. 29-32. (in Russian)

Petrova N.A. 1990. Phytoplankton succession during anthropogenic eutrophication of large lakes.

Leningrad: Nauka.

R Core Team. 2015. R: A language and environment for statistical computing. URL: <https://www.r-project.org/>

Regel R.H., Brookes J.D., Ganf G.G. 2004. Vertical migration, entrainment and photosynthesis of the freshwater dinoflagellate *Peridinium cinctum* in a shallow urban lake. Journal of Plankton Research 26: 143–157.

Reynolds C.S. 1984. The ecology of freshwater phytoplankton. Cambridge: Cambridge university press.

Reynolds C.S., Huszar V., Kruk C. et al. 2002. Towards a functional classification of the freshwater phytoplankton. Journal of Plankton Research 24(5): 417–428.

Ryanzhin S.V. 2002. Size distribution of world lakes and rivers derived from WORLDLAKE database. In: Proceedings of the 4th International Lake Ladoga Symposium, 2–6 September 2002, Saint-Petersburg, Russia, pp. 435–441. (in Russian)

Sirenko L.A., Parshikova T.V. 1993. The influence of acidification of the environment on the vital activity of algae. Algology 2:3-18.

Snitko L.V., Sergeeva R.M. 2003. Algae of different types of reservoirs in the eastern part of the Southern Urals. Monograph. Miass: Ural Branch of the RAS, Ilmen State Reserve.

Shitikov V.K., Rozenberg G.S., Zinchenko T.D. 2003. Quantitative hydroecology: methods of system identification. Toliatti: IEVB RAS.

Stankovskaya T.P. 2014. On the issue of the integrated use of small lakes. Vestnik Nizhegorodskoj gosudarstvennoy selskohozyajstvennoy akademii [Bulletin of the Nizhny Novgorod State Agricultural Academy] 4: 270-274. (in Russian)

Tarasova N.G. 2010. The composition of the algal flora of the plankton of Lake Goluboe (Samara region). Samarskaya Luka: problemy regionalnoy i globalnoy ekologii [Samarskaya Luka: Problems of Regional and Global Ecology] 19: 157–161. (in Russian)

Trifonova I.S. 1990. Ecology and Succession of Lake Phytoplankton. Leningrad: Nuka Leningrad department. (in Russian)

Trifonova I.S. 1994. Changes in phytoplankton communities during eutrophication of lakes. Dr. Sc. Dissertation, Komarov Botanical Institute of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia. (In Russian)

Udovič M.G., Cvetkoska A., Žutinić P. et al. 2017. Defining centric diatoms of most relevant phytoplankton functional groups in deep karst lakes. Hydrobiologia 788: 169–191. DOI: [10.1007/s10750-016-2996-z](https://doi.org/10.1007/s10750-016-2996-z)

Udovič M.G., Kulaš A., Šušnjara M. et al. 2022. *Cymboplectra amicola* stat nov. et. nom. nov. (Bacillariophyceae) – rare diatom species from a karst river in Croatia. Phytotaxa 532(2): 139-151.

Valadez F., Rosiles-González G., Almazán-Becerril A. et al. 2013. Planktonic cyanobacteria of the tropical karstic lake Lagartos from the Yucatan Peninsula, Mexico. Revista de Biología Tropical 61: 971–979.

Vodeneeva E.L. 2006. Dynamics of biomass and dominant species of phytoplankton in the water bodies of the Kerzhensky Nature Reserve. Trudy Gosudarstvennogo prirodnogo biosfernogo zapovednika “Kerzhenskij” [Proceedings of the State natural biosphere reserve “Kerzhensky”] N. Novgorod 3: 46-57.

Vodeneeva E.L., Kulizin P.V. 2019. Algae of the Mordovian reserve (Annotated list of species). Flora and Fauna of Reserves. Moscow: Joint Directorate of the Mordovia State Nature Reserve and National Park Smolny. (in Russian)

Vodeneeva E.L., Okhapkin A.G., Genkal S.I. et al. 2020. Composition, structure and distribution of the phytoplankton of highly mineralized karst lake. Inland water biology 13(4): 576-584. DOI: [10.1134/S1995082920040136](https://doi.org/10.1134/S1995082920040136)

Wahlstrom G., Danilov R.A. 2003. Phytoplankton successions under ice cover in four lakes located in north-eastern Sweden: effects of liming. *Folia Microbiol. (Praha)* 48(3): 379-384.

Zarei Darki B., Krakhmalnyi A.F. 2019. Biotic and Abiotic Factors Affecting the Population Dynamics of *Ceratium hirundinella*, *Peridinium cinctum*, and *Peridiniopsis elpatiewskyi*. *Diversity* 11(8): 137. DOI: [10.3390/d11080137](https://doi.org/10.3390/d11080137)

Доминирующие виды и функциональные комплексы фитопланктона некоторых уникальных карстовых озер бассейна Средней Волги



Шарагина Е.М.^{1,*}, Кулизин П.В.¹, Старцева Н.А.¹, Журова Д.А.^{1,2},
Середнева Я.В.¹, Хедаири Т.¹, Охапкин А.Г.¹, Воденеева Е.Л.¹

¹ ФГАОУ ВО Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского, пр. Гагарина, 23, Нижний Новгород, 603950, Россия

² ФГБНУ Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Нижегородский филиал, Московское шоссе, 31, Нижний Новгород, 603116, Россия

АННОТАЦИЯ. Дана характеристика состава, эколого-географической и функциональной структуры комплекса доминирующих видов фитопланктона трех разнотипных карстовых озер Нижегородского Поволжья (Ключик, Светлояр, Святое Дедовское). Озеро Ключик – редкий тип гипсовых высокоминерализованных «голубых» озер; уникальный в плане источника питания, роль которого выполняет подземная река с высоким расходом воды, имеет слабо выраженную стратификацию. Озера Святое Дедовское и Светлояр – димиктические, светловодные, слабо-минерализованные гидрокарбонатного класса с нейтральными значениями pH, имеют питание дождевыми водами. Все озера относятся к особо охраняемым природным территориям. Анализ альгофлоры исследованных озер показал таксономическую значимость отделов Cyanobacteria, Chlorophyta, Bacillariophyta, Ochrophyta и Euglenophyta, составляющих более 70% общего видового богатства. Состав доминирующих видов насчитывал 114 таксонов водорослей (26,38% от общего состава): в озере Святое Дедовское преобладали зеленые и диатомовые (50%), в Светлояр – эвглениды (25%), в озере Ключик – диатомеи (более 40%). Среди 13 доминантов (из 5 отделов), имеющих высокие показатели доминирования ($DF > 10$, $Dt > 10$ и $pF > 20$), во всех озерах отмечены динофлагеллаты из функциональной группы L0 (*Ceratium hirundinella*, *Peridinium cinctum*), с максимальным развитием в период летней стратификации. В группе диатомовых во всех водоемах выделялись центрические диатомеи из кодона В (виды рода *Cyclotella*), включая в том числе редкие (*Cyclotella distinguenda*) для бассейна Средней Волги. Высокие показатели развития этой группы (биомасса более 100 г/м³) отмечены в сульфатном водоеме в условиях перемешивания вод. Состав остальных доминирующих групп в каждом водоеме определялся его лимнологическими особенностями. С использованием метода многофакторного дисперсионного анализа (PERMANOVA) показана статистически значимая ($P\text{-value} = 0,001$) низкая степень сходства доминирующих и функциональных комплексов фитопланктона озер, что может свидетельствовать о своеобразии ценогенеза водорослей в каждом из них, обусловленном влиянием определенной комбинации факторов.

Ключевые слова: Доминирующие виды, фитопланктон, биомасса, карстовые озера, бассейн Средней Волги, памятники природы

Для цитирования: Шарагина Е.М., Кулизин П.В., Старцева Н.А., Журова Д.А., Середнева Я.В., Хедаири Т., Охапкин А.Г., Воденеева Е.Л. Доминирующие виды и функциональные комплексы фитопланктона некоторых уникальных карстовых озер бассейна Средней Волги // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - С. 195-220. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-195

1. Введение

Карстовые озёра, широко распространенные и часто уникальные в ландшафтах разных природных зон водные объекты, характеризуются особен-

ностями морфометрических параметров, специфичностью гидролого-гидрохимического режима вод, что обуславливает своеобразие фаунистического и флористического состава населяющих их гидробионтов (Рянжин, 2002; Ciorca et al., 2017).

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: sharagina@ibbm.unn.ru (Е.М. Шарагина)

Поступила: 09 мая 2024; **Принята:** 18 июня 2024;

Опубликована online: 19 июня 2024

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



Для данного типа озер часто характерны небольшие размеры, относительно высокие показатели глубины, отсутствие выраженной гидродинамики вод и присутствием стратификации (Максимович, 1963; Krevs and Kucinskiene, 2011). При сопоставлении карстовых озер одной природной зоны, находящихся в одинаковых гидроклиматических условиях, обнаруживается неоднородность химического состава их вод, в частности значительный диапазон минерализации водных масс, что вызывает определенный интерес для изучения биоты этих водоемов и факторов, определяющих ее формирование (Ciorca et al., 2017; Chalkia et al., 2012; Алимов и Мингазова, 2001; Палагушкина, 2004; Gusev, 2008).

Наибольшее количество озер карстового происхождения отмечается на территории Восточно-Европейской равнины, на Урале и в Восточной Сибири (Снитко и Сергеева, 2003). Среднее Поволжье в России является зоной классического проявления карста, представленного здесь различными формами, в том числе редчайшим гипсовым карстом (Алимов и Мингазова, 2001). Так, в Нижегородской области существует более трехсот естественных озер ледникового и карстового происхождения, большинство из которых расположены в Правобережье Волги (бассейны рек Ока, Теша, Пьяна и др.), и немногочисленные – в Левобережье (Станковская, 2014). Исследуемые нами озера – Светлояр, Ключик и Святое Дедовское расположены в бассейне Средней Волги и являются памятниками природы регионального и федерального значения (Алимов и Мингазова, 2001).

Фитопланктон, как неотъемлемая часть водных экосистем, играет важную роль в динамике пищевых цепей, потоке энергии и круговороте питательных веществ (Meng et al., 2020). Показано, что таксономический состав фитопланктона карстовых озер, расположенных в умеренных зонах, характеризуется совместным присутствием золотистых водорослей (*Chrysophyceae*), динофлагеллят (*Dinophyceae*) и диатомей (*Bacillariophyta*) (Udovič et al., 2017; Kasperovičiene, 2001), а в некоторых озерах – отмечалось высокое разнообразие зеленых (*Chlorophyta*) водорослей (Палагушкина, 2004) и цианобактерий (*Cyanobacteria*) (Тарасова, 2010). В озерах «теплого пояса» доминирующую роль берут на себя *Chlorophyta* и *Cyanobacteria* (Danielidis et al., 1996; Valadez et al., 2013). Весной высокая турбулентность способствует развитию и размножению диатомовых водорослей; летняя стратификация – вегетации динофлагеллят и криптоноад преимущественно в металимнионе (Danielidis et al., 1996; Miracle et al., 1992). Формирующиеся в карстовых озерах особые сочетания параметров среды способствуют появлению здесь эндемичных (например, на Плитвицких озерах (Udovič et al., 2017; 2022; Petar et al., 2014) или редких видов (в карстовых озерах Греции (Danielidis et al., 1996), Румынии (Momeu et al., 2015) и др.

Состав доминирующих видов фитопланктона в водоемах разного биолимнологического типа во

многом определяет специфику структуры водных планктонных сообществ, функциональные возможности водных экосистем и может отражать трофический статус и качество вод. Функциональные характеристики и сукцессия (сезонная и основная) массовых видов представляют несомненный интерес при изучении состояния экосистемы водного объекта, поскольку именно динамика популяций этих представителей определяет направление изменений количественного развития фитопланктона в целом (Reynolds, 1984; Трифонова, 1990; 1994).

Целью настоящей работы – анализ состава, экологической структуры и ценотической роли доминирующих видов и функциональных комплексов фитопланктона трех разнотипных карстовых озер Среднего Поволжья (Ключик, Светлояр и Святое Дедовское).

2. Материалы и методы

Исследованные карстовые озера расположены в различных типах географических ландшафтов на территории Нижегородской области. Озера Ключик и Святое Дедовское – в зоне хвойно-широколиственных лесов (Правобережье Волги), Приокско-Волжский природный район, где активно развиваются карстовые процессы. Озеро Светлояр расположено в зоне южной тайги (Левобережье Волги), относится к Приветлужскому возвышенному природному району (Харитонычев, 1978; Баканина и др., 2003).

Озеро Ключик расположено в бассейне реки Сурины (правобережного притока Оки второго порядка) (Баканина и др., 2001; Бахирева и Асташин, 2015). Это озеро-воклина, относится к «голубым» озерам из-за цвета его воды. Озеро имеет подземное питание, источник которого расположен в западной его части и разгружается в воклине на глубине 15 м (Козлов и др., 2017). Из-за этого в зимний период озеро не полностью покрывается льдом. Температура воды здесь в течение всего года постоянна и колеблется от +4 до +8 °C. Восточная часть этого озера – обычный карстовый водоем с прогреваемой водой.

Озеро Святое Дедовское относится к бассейну другого правобережного притока Оки – реки Теша. Оно образовалось в результате слияния и заполнения водой нескольких карстовых провалов и является крупнейшим карстовым (карстово-террасным) озером в Нижегородской области (Бакка и Киселева, 2009). Питание водоема осуществляется за счет грунтовых, талых и дождевых вод. (Баканина и др., 2001; Бакка и Киселева, 2009; Моисеев и др., 2019). Водосбор озера Светлояр относится к бассейну реки Люнды. Озеро питается холодными водами родников и имеет постоянный уровень.

По основным морфометрическим показателям озера являются типичными небольшими водоемами лесной зоны. Однако показатели максимальных и средних глубин озер позволяют отнести их к классу водоемов с повышенными и большими глубинами, что объясняется их генезисом (Таблица 1).

Таблица 1. Основные морфометрические характеристики исследованных озер

Параметры / типология водоема (по: Китаев, 2007)	Оз. Ключик*	Оз. Светлояр**	Оз. Святое Дедовское***
Географические координаты	55°58'30"N; 43°19'48"E	55°49'07"N; 45°05'35"E	55°38'45"N; 42°19'01"E
Длина озера (L _{max} , м)	743.0	472.0	2100.0
Ширина озера (В, м)*: максимальная, В _{max} средняя, В _{ср}	293.0 167.5	338.0 254.2	1150.0 647.6
Площадь водного зеркала (А, м ²)	124485.0 / малое	120000.0 / малое	1360000.0 / небольшое
Объем водной массы (V, тыс. м ³)	475925 / малое	1150000 / малое	—
Глубина озера (D, м) максимальная, D _{max} средняя, D _{ср}	13.5 / повышенная 3.8 / малое	32.7 / большая 9.5 / большое	20.0 / большая 8.0 / большое
Длина береговой линии (l _о , м) / Изрезанность (развитие) береговой линии (K = 0.28*(l _о /√A))	2377 / 1.9 среднеизрезанное	1328 / 1.04 слабоизрезанное	13100 / 3.1 сильно изрезанное

Примечание:
* По: Петров и Асташин, 2017
** По: Науменко и др., 2014
*** По: Моисеев и др., 2019

Отбор проб фитопланктона озер проводился батометром Руттнера в вегетационный период следующих лет: в оз. Светлояр 2000-2002; 2010-2011; 2020; оз. Ключик 2017, 2020; оз. Святое Дедовское – 2020, 2021. Сетка станций состояла из 3-5 станций в зависимости от лимнологических особенностей озер (Рис. 1). Параллельно со сбором альгологического материала проводились измерения ряда абиотических параметров. Измерение температуры, удельной электропроводности и водородного показателя воды проводили портативным многопараметрическим прибором YSI Pro1030 pH & Conductivity Meter (YSI Incorporated, USA). Измерение прозрачности осуществляли белым диском Секки. Измерение содержания растворенного в воде кислорода проводили прибором ВЗОР Марк-303М (ООО «ВЗОР», Россия). Измерение глубины озера в точках отбора проводили при помощи эхолота Lowrance HOOK2-4x GPS Bullet (Lowrance Electronics, USA). На отдельных станциях также проводился отбор проб воды на гидрохимический анализ. Определение гидрохимических показателей выполнено на базе центра коллективного пользования «Новые материалы и ресурсосберегающие технологии» Научно-исследовательского института химии ННГУ им. Н.И. Лобачевского.

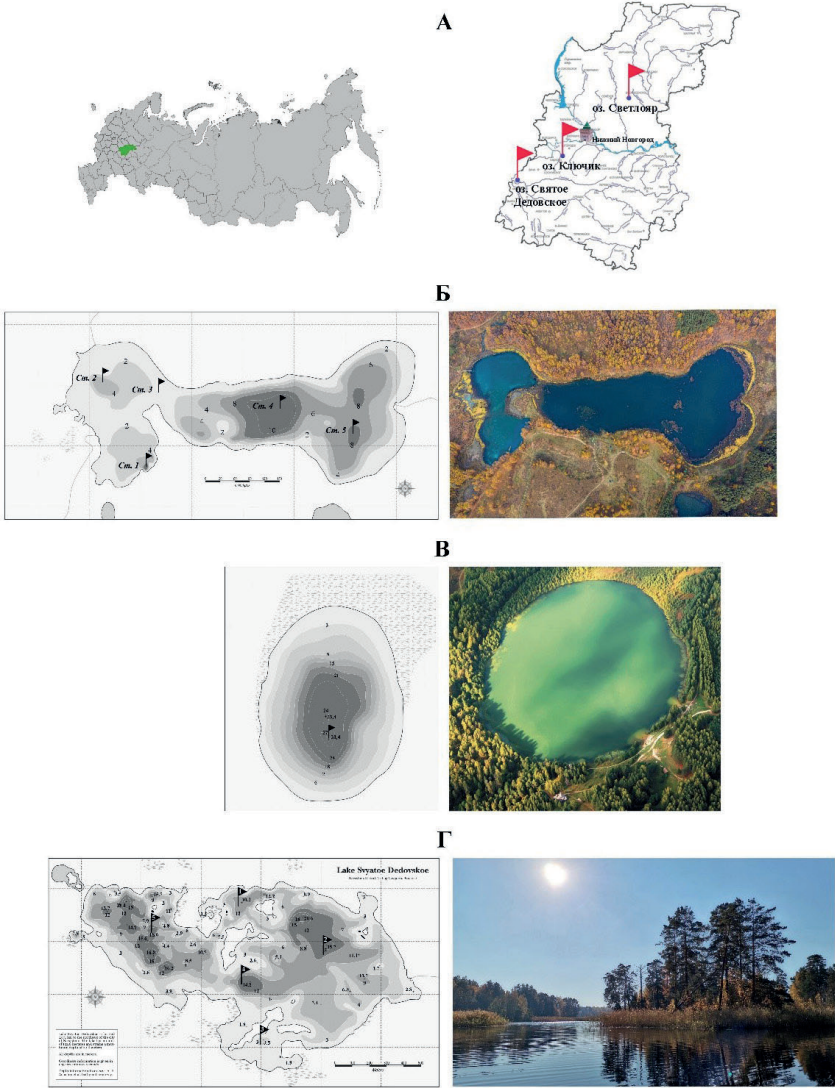


Рис.1. Батиометрические карты исследуемых озер со станциями отбора проб фитопланктона (А – расположение озер на карте Нижегородской области, Б – оз. Ключик (фото Дмитрия Храмцова), В – оз. Светлояр, Г – оз. Святое Дедовское)

Отбирались как интегральные, так и вертикальные пробы (от поверхности до дна через каждый метр). Подробное описание процедуры отбора проб, подготовки их к микроскопированию, подсчета численности и биомассы фитопланктона приведены в наших работах ранее (Okhapkin et al., 2022a; Okhapkin et al., 2022b, Vodeneeva et al., 2020). Идентификацию видовой принадлежности производили при помощи руководств, атласов и определителей, указанных в работе Воденеевой и Кулизина (2019), номенклатура видов проверялась в международной базе данных Algaebase (Guiry and Guiry, 2024). Сведения о географическом распространении большинства видов, их биотопической приуроченности, отношении к солености, pH и органическому загрязнению были взяты из работы Корневой Л.Г. (2015). Принадлежность видов фитопланктона к той или иной функциональной группе оценивалась с использованием классификации Рейнольдса (1984; 2002), с модификациями Падисак (Padisak et al., 2009).

К доминирующим относили виды, вклад которых в общие численность и биомассу составлял не менее 10% (Воденеева, 2006). Для каждого вида-доминанта был произведен учет таких показателей, как частота встречаемости (pF), частота доминирования (DF) и порядок доминирования (Dt) (Горбулин, 2012).

Данные показатели рассчитывались по формулам, приведенным ниже.

При помощи показателя «частоты доминирования» (DF) мы выявили, в скольких пробах от общего количества проб обнаруживалось доминирование конкретных видов:

$$DF = \frac{D}{F} \cdot 100$$

где F — общее число обработанных проб исследуемого водоема, D — число проб, в которых данный вид выступал в качестве доминирующего (биомасса составляла более 10%).

Порядок доминирования (Dt) представлял собой отношение частоты доминирования к частоте встречаемости:

$$Dt = \frac{DF}{pF} \cdot 100$$

где DF — частота доминирования, pF — частота встречаемости, %.

Доминирование видов, имеющих показатели $DF < 10$, $Dt < 10$ и $pF < 20$, носит случайный характер и их рекомендуется исключать из списка доминант (Баженова, 2017).

Сходство состава доминирующих видов исследованных водных объектов было оценено с помощью коэффициента Сёрнсена-Чекановского (Шитиков и др., 2003). Для визуализации сходства видового состава доминант исследуемых озер применялся метод непараметрического многофакторного дисперсионного анализа (PERMANOVA). Статистический анализ производился при использовании свободной программной среды R (R Core team, 2015).

3. Результаты и обсуждение

Основные гидрохимические и гидрофизические параметры озер представлены в Таблице 2. Воды оз. Ключик в период исследований характеризовались относительно высокой минерализацией от 1099 до 1274 мг/л (согласно литературным данным, достигая в отдельные годы 1937 мг/л (Козлов и др., 2017), значения водородного показателя варьировали в пределах 8,2 – 8,4. Воды оз. Ключик – слабосоленоватые сульфатные группы Са II типа, что полностью соответствует портрету озер-воронок, озер – гидрогеологических окон, у которых нижняя часть озерных котловин развита ниже уровня грунтовых вод, имеющих в основном подземное питание, осуществляющееся через поноры на дне котловины (Okhapkin et al., 2022).

Таблица 2. Основные гидрофизические и гидрохимические параметры вод исследованных озер в летнюю межень

Показатель / типология водоема (по: Китаев, 1984; 2007)	Оз. Ключик 19.08.2020	Оз. Ключик 19.08.2020	Оз. Светлояр 04.08.2020	Оз. Святое Дедовское 31.08.2021
Станция отбора проб	1, пелагиаль, 10 м	5, пелагиаль, 8 м	1, пелагиаль, 15 м	4, пелагиаль, 14 м
Взвешенные вещества, мг/л	< 3	< 3	< 3	10 ± 3
Прозрачность, м (Н _{пр.})/ класс прозрачности*	6.5 высокий	4.3 высокий	4.2 высокий	2.4 средний
Цветность по Pt-Co*	40.0 мезогумозные	80.0 мезогумозные	10.0 олигогумозные	6.7 ультраолигогумозные
pH	8.2 олиго-щелочные	8.4 олиго-щелочные	6.9 ацидно-нейтральные	6.4 ацидно-нейтральные
Минерализация, мг/л	1274.0 слабо-солончатые	1099.0 слабо-солончатые	127.0 средне-пресные	32.0 очень пресные (олигогалинные)
Ионный состав	сульфатные группы Са II типа	сульфатные группы Са II типа	гидрокарбонатные группы Са(Na), I типа	гидрокарбонатные группы Са, I типа

Примечание: *Данные: Баянов, 2019; 2011 г.; Козлов и др., 2019; отчет ГосНИОРХ за 2011г.

Воды озера Светлояр относятся к гидрокарбонатному классу группы Са (летом) или Mg (зимой) с незначительной минерализацией и низкой цветностью. Содержание гидрокарбонатов воде в период исследования было незначительным и не превышало 75 мг/л. В озере отмечалось высокое содержание нитритных форм азота, вероятно, связанное с высокой рекреационной нагрузкой на водоем в летние месяцы (Okharkin et al., 2022).

Озеро Святое Дедовское – светловодное, имеет очень низкую минерализацию воды, т.к. его питание осуществляется за счёт талых и дождевых вод. По ионному составу вода озера относится к гидрокарбонатному классу, группе Са, 1 типа. Минерализация в течение периода исследований не превышала 37,7 мг/л, а pH изменялся от 6,0 до 7,0, что характеризовало оз. Святое Дедовское как ацидонейтральный водоем. Очевидно, причиной низкой активной реакции среды является заболоченность водосбора озера. Отмечается небольшое количество биогенов в озере.

Озера Светлояр и Святое Дедовское являются типичными водоемами умеренной зоны с димиктическим типом перемешивания вод. В Светлояре летняя температурная стратификация устанавливалась в начале мае и продолжалась до конца сентября. Металимниальный слой здесь начинался летом от глубины 2,0-4,0 м, в начале осени перемещаясь на глубину 6,0 м, позже – на глубину 9,0 м. В озере Святое Дедовское период весеннего перемешивания вод оказался более длительным, устойчивая температурная стратификация здесь наблюдалась с конца июня. В начале лета слой температурного скачка находился на глубине 1-2 м, в июле-августе – смещался на глубину 4-6 м. В отличие от других водоемов озеро Ключик имеет своеобразные черты термического режима – в западной достаточно глубокой котловине озера тип циркуляции вод следует считать холодным полимиктическим. Там отсутствует летняя температурная стратификация, что объясняется сильным постоянным притоком холодных вод подземной реки Сурин (Петров и Асташин, 2017). Сглаженная температурная кривая в летние месяцы в восточной части водоема и раннее наступление осенней гомотермии возможно объяснить существованием подводных течений, несущих сюда холодные воды через узкий перешеек из его западной части.

В восточной части оз. Ключик содержание кислорода в поверхностном горизонте колебалось от 9,1 до 13,7 мг O_2 /л, в переходной зоне – 9,8-14,6 мг O_2 /л. Западная часть озера характеризовалась наличием сероводорода и низким содержанием кислорода (3,7 до 12,5 мг O_2 /л, насыщение 30-57%), что, вероятно, обусловлено влиянием подземного потока из вклины. В оз. Светлояр во все годы исследования, весной и в первой половине лета наблюдалось высокое содержание кислорода в столбе воды (от 1,0 до 5,0 м). В летний период в поверхностном горизонте насыщение кислородом варьировало от 108 до 127% (Aberg and Rodhe, 1942). В металимнионе часто наблюдался дефицит кислорода (до 40% насыщения). В начале осеннего

перемешивания в эпилимнионе этот показатель оставался высоким – от 83,0 до 109,0% при смещении эпилимниона до глубины 7-8 м. В озере Святое Дедовское в период гидрологического лета вертикальное распределение кислорода было практически равномерным на всех горизонтах водной толщи и находилось в пределах 6,36-8,3 мг O_2 /л (40-50% насыщения) с максимальными значениями в эпилимнионе до глубины 4 м. В гипolimнионе начиная с глубины 5 м содержание кислорода не менялось и составляло 2,6-3,0 мг O_2 /л. С наступлением осенней гомотермии распределение кислорода по вертикали выравнивалось (8,0-9,3 мг O_2 /л), а насыщение кислородом слоев воды достигало 66,0-82,0%.

В составе фитопланктона исследованных озер выявлено 347 видов (432 видовых и внутривидовых таксонов), принадлежащих к 168 родам, 42 порядкам, 17 классам и 8 отделам (озеро Святое Дедовское – 212 таксонов, Светлояр – 225; Ключик – 275). Сравнительный анализ флористической структуры фитопланктона исследованных озер показал, что во всех водоемах таксономически значимыми являлись отделы Cyanobacteria, Chlorophyta, Bacillariophyta, Ochrophyta, и Euglenophyta которые в совокупности составляли более 70% общего видового богатства. Присутствие данных групп в ядре альгофлоры отмечалось и в ряде других карстовых озер (Udovič et al., 2022; Kasperovičienė, 2001) в виду широкого географического распространения их представителей. Однако пропорциональное соотношение этих групп в составе фитопланктона озер оказалось разным. В альгофлоре гидрокарбонатных слабоминерализованных озер (оз. Светлояр и Святое Дедовское) первое место занимали зеленые водоросли, а в сульфатном оз. Ключик – диатомеи. Отмечалась закономерное возрастание числа видов диатомей с 18,6% до 40% (оз. Ключик), при снижении видового богатства зеленых (с 33,5% до 24,0%) и эвгленовых (с 9,6% до 3,6%) водорослей соответственно. Для оз. Святое Дедовское заметнее других выражено участие харовых водорослей (до 13,2% состава) в сложении таксономического разнообразия.

Как показали исследования некоторых водных экосистем Нижегородской области – рек и озер Керженского заповедника (Воденеева, 2006), водоемов территории г. Нижнего Новгорода (Охупкин и Старцева, 2003), доминирующие виды в фитопланктоне этих водных экосистем могут составлять от 20 до 30% общего перечня. В исследуемых озерах состав доминирующих видов насчитывал 114 видовых и внутривидовых таксонов, или 26,38% от общего состава водорослей. Однако в отдельных озерах их вклад мог быть меньше, составляя от 13 до 20%, что может быть связано с отсутствием более длительных рядов наблюдений.

В озере Святое Дедовское соотношение доминирующих групп в целом совпадало с таковым в общем списке: преобладали зеленые и диатомовые водоросли, в совокупности определяя более 50% общего состав доминант, доля охрофитовых (золотистые) составляла 14%, представители остальных отделов в доминант представлены менее 10%.

В остальных озерных системах соотношение доминирующих таксонов имело свои особенности. Так, фитопланктон озера Ключик существенно отличался как по видовому составу, так и по составу доминантов не только в группе изученных озер, но также и в сравнении с другими карстовыми водоемами лесной и лесостепной ландшафтно-географических зон Европейской России (Гусев, 2011; Палагушкина, 2004). Фитопланктон этого водоема имел выраженный диатомовый характер (Рис. 2) и полное отсутствие в группе доминант по биомассе цианобактерий. Вклад зеленых, охрофитовых, криптофитовых и динофлагеллят составлял 7-10%, эвгленовых и харовых – 2-4%. Диатомовый характер фитопланктона, видимо, являются типичным для гипсовых озер, и также отмечался на примере озера Голубое (Самарская обл.) (Тарасова, 2010).

В оз. Светлояр среди доминант по видовому богатству преобладали эвглениды (за счет разнообразия рода *Trachelomonas*), формируя до 25% общего списка. В более ранний период исследования (начало 2000х) их вклад составлял порядка 20%. Таким образом, в современный период роль данной группы в фитопланктоне озера заметно возросла как в таксономическом, так и ценотическом плане, что может свидетельствовать об усилении процессов эвтрофирования этого водоема на фоне усиления рекреационной нагрузки (Okhapkin et al., 2022b). На втором месте в группе доминант были представители диатомовых, зеленых и золотистых (*Ochrophyta*) (по 15-17%), цианобактерии и криптоноады – на третьем (8-10%).

По биотопической приуроченности среди доминирующих видов альгоценозов в озерах Светлояр и Святое Дедовское преобладали истинно планктонные формы (58-70% общего списка) (Рис. 3). Среди доминант в озере Ключик доля планктонных видов была в 2-2,3 раза ниже, здесь возрасла доля бентосных форм (до 20%), что может свидетельствовать о процессах бентификации в этом водоеме. Во всех изученных озерах следует отметить высокую долю видов, способных заселять разные биотопы. Их доля могла составлять от 25 до 50% общего списка доминант.

По географическому распространению основная часть перечня доминирующих видов водорослей была представлена космополитными формами (95-97%), представители бореальных (*Xanthidium antilopaeum* Kützinger, *Spondylosium planum* (Wolle) West & G.S. West из десмидиевых) и северо-альпийских (*Pinnularia episcopalis* Cleve из диатомовых) ареалов встречались единично.

По отношению к содержанию ионов натрия и хлора лидировали виды-индифференты (76-95%), доля олигогалобов варьировала от 5% (оз. Святое Дедовское) до 16% (озеро Светлояр). Галофилы, способные обитать в пресноводных или слегка солоновато водных местообитаниях, а также галофобы, не выдерживающие повышенного содержания NaCl в воде были отмечены только в озерах Ключик и Светлояр, составляя 4-5% состава индикаторов галобности. Более половины состава доминант

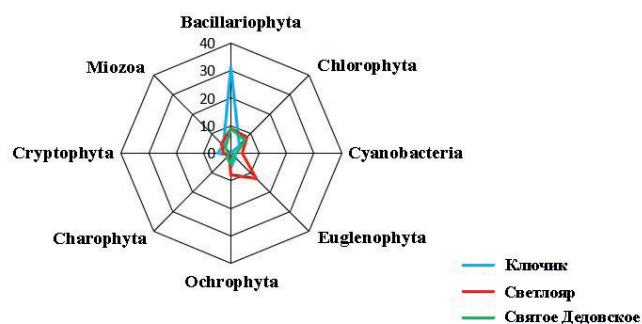


Рис. 2. Таксономическое разнообразие доминирующих по биомассе групп фитопланктона карстовых озер

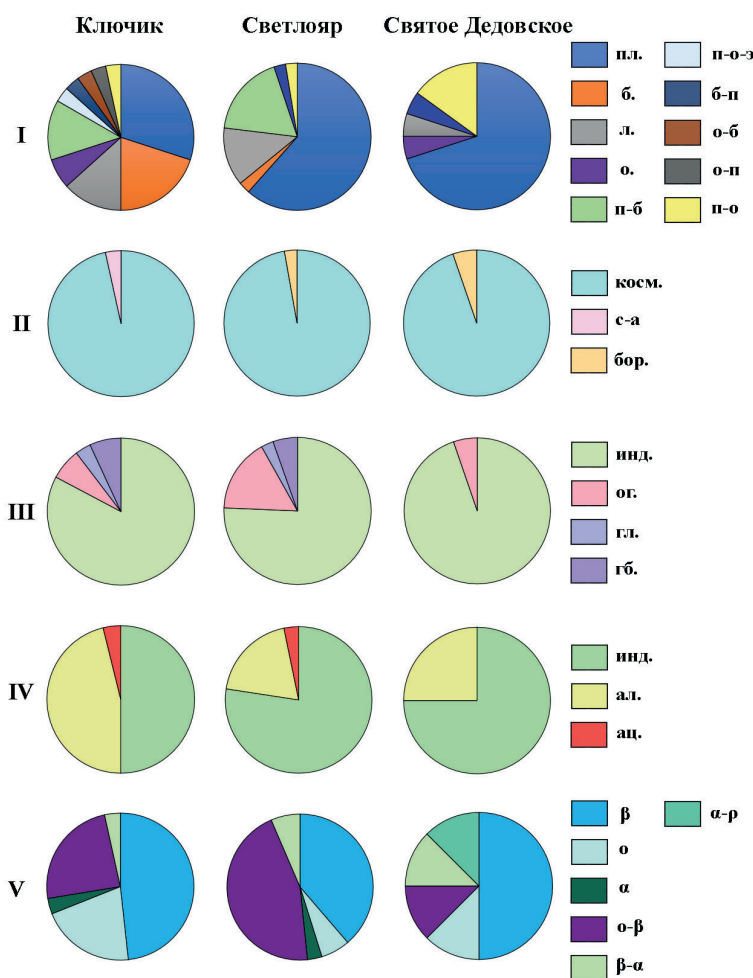


Рис. 3. Эколого-географическая характеристика доминирующих видов исследуемых озер (I – местообитание, II – географический элемент флоры, III – галобность, IV – pH среды, V – сапробность).

Примечания:

I – пл. – планктонные, б. – бентосные, л. – литоральные, о. – обрастатели, э. – эпibiонты, через дефис – гетеротопные виды;

II – косм. – космополиты, с-а – северо-альпийские, бор. – бореальные;

III – инд. – индифференты, ог. – олигогалобы, гл. – галофилы, гб. – галофобы;

IV – инд. – индифференты, ал. – алкалифилы, ац. – ацидофилы;

V – индикаторы сапробности)

характеризовались индифферентным отношением к pH воды. Виды, предпочитающие щелочные условия в оз. Ключик составили чуть менее половины состава, в оз. Светлояр – 19%, в оз. Святое Дедовское – 25%. Индикаторы кислых вод (*Vacuolaria virescens* Cienkowski, *Aulacoseira distans* (Ehrenberg) Simonsen) были отмечены только в озерах Ключик и Светлояр.

Среди показателей органического загрязнения в оз. Ключик и оз. Святое Дедовское отмечено преобладание индикаторов β- мезосапробного загрязнения. В озере Светлояр наряду с высокой долей β-мезосапробов, заметный вклад отмечен для представителей α-β-мезосапробной зоны. По результатам многолетних исследований для этого водоема показана тенденция к возрастанию представленности в общем видовом составе индикаторов более загрязненных вод β-α, α-β мезосапробных, α-мезосапробных и α-мезо-полисапробных вод (с 9 до 13%,) что может свидетельствовать о возрастании эвтрофирования водоема (Okhapkin et al., 2022b).

Для всех доминирующих видов были рассчитаны индексы встречаемости (pF), частоты доминирования (DF) и порядка доминирования (Dt). Из 114 выявленных в составе доминант таксонов, лишь 13 имели высокие показатели DF > 10, Dt > 10 и pF > 20 (Таблица 3). Отмеченные виды принадлежали к 5 группам водорослей – криптофитовые, эвгленовые, харовые, диатомовые и динофитовые, из них лишь среди динофлагеллят были выявлены общие доминирующие таксоны во всех исследованных озерах.

Пресноводные динофлагелляты являются важным компонентом озерного фитопланктона (Трифенова, 1990). Для экологии динофитовых водорослей характерно широкое распространение в водоемах различного трофического статуса, толерантность к низкой освещенности, а также способность к миграциям и миксотрофному типу питания, что позволяет им конкурировать в экстремальных условиях: при дефиците биогенов, закислении, повышенной минерализации воды (Regel et al., 2004). В исследованных озерах максимальный вклад динофитовых в общую биомассу, как правило, отмечался в период летней стратификации и мог составлять до 68-93% суммарных значений (озера Святое Дедовское и Светлояр соответственно). В озере Ключик, имеющему разные по термическому режиму акватории, доминирование динофитовых было заметным лишь в прогреваемой части водоема, возрастая здесь до 50-70% суммарных показателей. Среди представителей этой группы высоким порядком доминирования характеризовались крупноклеточные панцирные перидинии из функциональной группы L₀ – *Ceratium hirundinella* (O.F.Müller) Dujardin (Dt = 64,5–76,2) и *Peridinium cinctum* (O.F.Müller) Ehrenberg (Dt = 77,5–92,74), из них последний в качестве доминанта отмечался во всех трех озерах. Известно, что *C. hirundinella* – частый доминант летнего планктона большинства озер умеренных широт (Трифенова, 1990; Darki and Krakhmalnyi, 2019), один из наиболее теплолюбивых видов динофлагеллят. Показано, что его вегетация обусловлена усло-

Таблица 3. Доминирующие виды и функциональные группы (ФГ) фитопланктона исследуемых водоемов

Водоем	Таксон	ФГ* (кодон)	D	pF	DF	Dt
Ключик	Bacillariophyta					
	<i>Cyclotella distinguenda</i>	B	59	75.4	53.6	71.1
	<i>Cyclotella</i> sp.	A	15	39.1	13.6	34.8
	Cryptophyta					
	<i>Cryptomonas</i> sp.	Y	17	42.7	15.4	36.1
	Dinophyta					
	<i>Ceratium hirundinella</i>	Lo	19	22.7	17.3	76.2
Светлояр	<i>Peridinium cinctum</i>	Lo	31	36.4	28.2	77.5
	Bacillariophyta					
	<i>Lindavia compta</i>	B	11	50	14.5	29
	<i>Asterionella formosa</i>	C	11	50	14.5	29
	Dinophyta					
	<i>Ceratium hirundinella</i>	Lo	20	40.8	26.3	64.5
	<i>Peridinium cinctum</i>	Lo	26	43.4	34.2	78.8
	Euglenophyta					
	<i>Trachelomonas rugulosa</i>	W2	10	21.0	13.1	62.4
	<i>Trachelomonas volvocina</i>	W2	19	67.1	25	37.2
Святое Дедовское	<i>Trachelomonas volvocina</i> var. <i>subglobosa</i>	W2	12	22.4	15.8	70.5
	Bacillariophyta					
	<i>Cyclotella</i> sp.	A	4	45.2	12.9	28.5
	<i>Tabellaria fenestrata</i>	N	6	45.2	19.3	42.7
	Cryptophyta					
	<i>Komma caudata</i>	X2	6	61.3	19.3	31.5
	Dinophyta					
Святое Дедовское	<i>Peridinium cinctum</i>	Lo	13	45.2	41.9	92.7
	Charophyta					
Святое Дедовское	<i>Staurodesmus incus</i> var. <i>ralfsii</i>	N	15	61.3	48.4	78.9

Примечание: * - Наименование кодонов дано согласно функциональной классификации фитопланктона по: Padisák et al., 2009

виями стратификации (Miracle et al., 1992; Darki and Krakhmalnyi, 2019), хотя данный вид может встречаться и в периоды перемешивания (MacDonagh et al., 2005). Максимальные концентрации клеток *C. hirundinella*, как правило, происходят в зоне термоклина (Hedger et al., 2004). Представители вида *P. cinctum* также, как и *C. hirundinella*, имеют широкое распространение в пресноводных местообитаниях как умеренного, так и тропического поясов (часто развиваются в комплексе), способны практически без ограничений приспосабливаться к

окружающим условиям (Gürkan et al., 2004). Было установлено (Regel et al., 2004), что для лучшего фотосинтеза вид должен мигрировать на оптимальную глубину (30% поверхностной освещенности). В вертикальном распределении динофлагеллят в озере Светлояр, в условиях выраженной летней стратификации, концентрирование популяций этих видов отмечалось на нижней границе металимниона, где эти представители благодаря способности к вертикальной миграции приобретали преимущества при дефиците биогенов в эпилимнионе (Darki and Krakhmalnyi, 2019); в период осенней гомотермии – в поверхностном слое. Максимальные подъемы биомассы у *C. hirundinella* летом составляли до 2-3 г/м³, у *P. cinctum* – около 1 г/м³. В озере Ключик, в условиях сглаженной стратификации (восточная часть водоема) приуроченность динофитовых водорослей к определенным горизонтам отметить не удалось.

Вклад диатомовых водорослей в показатели развития фитопланктона исследованных озер оказался максимальным для гипсового озера Ключик, здесь отмечалось их полное господство (более 90% общей численности и 50-100% биомассы) в холодной части водоема и его переходной зоне. В этой части озера разгружаются воды подземной реки, создавая благоприятные условия для чувствительных к стратификации диатомей, часто они развивались у дна. В условиях высокой прозрачности (до 8,5 м) и отсутствия ограничения света фотосинтез был возможен во всей толще воды, в том числе и в придонной зоне (Okhapkin et al., 2022a).

Среди слабоминерализованных водоемов в озере Святое Дедовское наиболее заметной доля диатомей (40-60% общих показателей биомассы) оказалась во время весеннего и осеннего перемешивания вод. В озере Светлояр сроки перемешивания скоротечны (примерно две недели), в результате чего в водоеме не формировалось протяженных для достижения заметных численности и биомассы Bacillariophyta периодов пониженной температуры (5–15°C) и турбулентии вод (Okhapkin et al., 2022b). Незначительная доминирующая роль диатомей (их доля в средневегетационной биомассе была 4.64–30.42%) в этом водоеме, по всей видимости, также связана с четким разделением водной толщи на оксигенную и аноксигенную составляющие, выносом кремния, находящегося в составе панцирей Bacillariophyta, из трофогенного слоя на дно и слабым поступлением его с водосбора. Сведения о незначительной ценозообразующей роли диатомей планктоне приводились и для некоторых светловодных озер умеренной зоны России (Гусев, 2007; Корнева, 2015).

Среди центрических диатомей высокие значения частоты (DF) и порядка (Dt) доминирования отмечались для представителей родов *Cyclotella*, *Lindavia*, принадлежавших к функциональной группе В, обитателей мезотрофных озер, чувствительных к стратификации вод (Padisák et al., 2009).

Преобладание видов *Cyclotella* является характерным для озер карстового типа, как в умеренной

зоне, так и в теплом поясе, особенно во время весеннего и осеннего перемешивания (Danielidis et al., 1996; Petar et al., 2014; Udovič et al., 2017). Среди представителей этого рода максимальные параметры доминирования отмечались для *Cyclotella distinguenda* Hustedt (DF = 53,6, Dt = 71,1, pF = 75,4), которая доминировала только в планктоне гипсового озера Ключик, формируя здесь монодоминантные альгоценозы и достигая уникально высоких значений биомассы (более 100 г/м³). Данный вид рассматривается как редкий для альгофлоры бассейна Волги (Genkal et al., 2019; Vodeneeva et al., 2020; Okhapkin et al., 2022a), а также для рек Венгрии (Kiss et al., 2012). Высокие значения развития этого вида в исследуемом водоеме свидетельствуют об оптимальных условиях и, по-видимому, полном отсутствии конкуренции с другими представителями фитопланктона в данном сочетании и динамике экологических факторов (высокая минерализация, благоприятная световой режим, низкий температурный фон и отсутствие термической стратификации).

В слабоминерализованном озере Святое Дедовское среди видов рода *Cyclotella* отмечались в основном мелкоклеточные формы, а их максимальное развитие приходилось на последнюю фазу весеннего перемешивания. Доля этих видов чаще соответствовало 15-20% суммарных значений биомассы. В летний сезон они уступали динофлагеллятам, в период осенней гомотермии – пеннатым видам диатомей или харовым водорослям. В озере Светлояр среди центрических диатомовых выделялась *Lindavia comta* (Kützing) T.Nakov & al. (DF = 14,5, Dt = 29, pF = 50). Этот вид – космополитный и эвритермный, в олиготрофных озерах является доминантом летнего планктона, в мезотрофных – выступает в роли субдоминанта весной (Трифенова, 1990). В озере Светлояр *L. comta* отмечалась как сопутствующий компонент (10-15% суммарных показателей, биомасса менее 1 г/м³) основным ценотическим комплексам фитопланктона, что может свидетельствовать о переходном олиготрофно-мезотрофном статусе этого водоема.

Значимые показатели доминирования среди пеннаты диатомей отмечались для *Asterionella formosa* Hassal (Dt = 29, pF = 50) (озеро Светлояр) и *Tabellaria fenestrata* (Lyngbye) Kützing (Dt = 42,7, pF = 45,2) (озеро Святое Дедовское).

Известно, что виды рода *Tabellaria*, включенные в кодон N, являются ацидобионтами, развиваясь в закисленных водоемах (Battarbee et al., 1985; Сиренко и Паршикова, 1993; Воденеева, 2006), в момент исследований значения слабокислой реакции среды зафиксированы и в оз. Святое Дедовское. Их присутствие в качестве ценозообразующих видов отмечалось в растительном планктоне кислых водоемов Финляндии (Lepistö and Rosenström, 1998), Южной Карелии (Никулина, 1997), Швеции (Wahlstrom and Danilov, 2003), в лесных озерах и водотоках Нижегородского Южного Заволжья (Воденеева, 2006) и др. Среди видов этого рода, *Tabellaria fenestrata*, относится к характерным

доминантам больших олиготрофных озер (Петрова, 1990). Постоянное присутствие этого таксона в альгоценозах озера Святое Дедовское (доля в общей биомассе 15-60%) подтверждает олиготрофный статус этого водоема, его заметные морфометрические характеристики, а также условия заболоченности водосбора.

Другой представитель пеннатных диатомей, отмеченный в качестве постоянно компонента фитопланктона озера Светлояр, *A. formosa*, также рассматривается типичным летним доминантом альгоценозов разнотипных водоемов (Трифонов, 1990; Петрова, 1990), часто встречающегося в водных экосистемах Волжского бассейна (Okharkin et al., 2022b). Массовое развитие этого вида может свидетельствовать об усилении процессов эвтрофирования. В экосистеме Светлояра популяции этого вида встречались в весенний и летний сезон, однако их развитие степени «цветения» не достигало. Данный вид вегетировал по всему столбцу воды (биомасса *A. formosa* варьировала от 0,15 (на глубине 7 м) до 0,48 г/м³ (на поверхности)).

В высокоминерализованном озере Ключик пеннатные диатомовые, в основном бентосные виды родов *Pinnularia*, *Navicula*, входили в перечень доминирующих таксонов, но значимых величин частоты и порядка доминирования не имели.

В озере Святое Дедовское в перечне массовых видов, имеющих высокие показатели доминирования, отмечены представители эвгленовых водорослей – *Trachelomonas rugulosa* F.Stein, *Trachelomonas volvocina* (Ehrenberg) Ehrenberg и *Trachelomonas volvocina* var. *subglobosa* Lemmermann (кодон W2), предпочитающие придонные слои водной толщи. Последний представитель выделялся по показателям порядка доминирования в данном озере (DF=15,8, Dt=70,5, pF=22,4). Развитие трахеломонад происходило в течение всего вегетационного сезона (их доля варьировала от 10-15%), а также в подледный период, где их вклад мог быть более 90%. В современный период отмечается тенденция к постепенному возрастанию роли эвгленовых водорослей в альгоценозах в летний сезон, что может свидетельствовать о возрастании концентрации органических веществ в воде и усилении процессов эвтрофирования.

В озерах Ключик и Святое Дедовское среди значимых структурообразующих фитофлагеллят также отмечены представители криптофитовых водорослей (*Cryptomonas* spp. – DF=15,4, Dt=36,1,

pF=42,5; *Komma caudata* (L.Geitler) D.R.A.Hill – DF=19,3, Dt=31,5, pF=61,3). Эти виды, имея схожую с динофитовыми и эвгленовыми водорослями способность к миксотрофии и миграциям, способны конкурировать с другими представителями фитопланктона за ресурсы. В планктоне исследуемых озер криптомонады чаще выполняли сопутствующие роли, а их доля в показателях развития варьировала от 7 до 15%.

В озере Святое Дедовское среди других групп фитопланктона значимые показатели доминирования также отмечались для представителей десмидиевых водорослей (отдел Charophyta) – *Staurodesmus incus* var. *ralfsii* (West) Teiling (кодон N, постоянно или временно перемешиваемые слои в 2-3 м толщиной или мелководные озера, где средняя глубина этого же порядка или больше, а также эпилимнион стратифицированных озер) – DF=48,4, Dt=78,9, pF=61,3, что отражает заболоченный характер водосбора.

Синезеленые водоросли как доминанты и субдоминанты по биомассе не были характерны для фитопланктона исследуемых водных экосистем. Однако развитие мелкоклеточных колониальных цианобактерий (роды *Aphanocapsa*, *Aphanothece*), как доминантов численности фитопланктона, также как мелкоклеточных коккоидных форм из зеленых водорослей (роды *Dactylosphaerium*, *Dictyosphaerium*), было отмечено для всех из изученных озер. В аномально жаркие годы (2010 г.) с антициклональным типом погоды в оз. Светлояр отмечались вспышки цветения diaзотрофных цианобактерий из кодона H1 (виды, чувствительные к перемешиванию воды) – представители рода *Dolichospermum*, которые могли формировать на пике развития до 32.9 г/м³ (Okharkin et al., 2022). Однако в последующие годы эти виды выпадали из альгоценозов озера.

Метод многофакторного дисперсионного анализа (PERMANOVA) состава доминирующих видов фитопланктона, участвующих в сложении численности и биомассы исследованных озер (по коэффициенту Сёренсена-Чекановского), показал статистически значимую низкую степень их сходства (Таблица 4), что может свидетельствовать о своеобразии ценогенеза водорослей в каждом из изученных озер, обусловленном влиянием определенной комбинации факторов. При визуализации полученных данных продемонстрировано четкое разделение исследованных озер по составу альгоценозов (Рис. 4).

Таблица 4. Статистические параметры (F – критерий Фишера, P – уровень значимости) при оценке сходства состава доминирующих видов по численности и биомассе исследованных озер.

Permanova				
	Доминанты (по численности)		Доминанты (по биомассе)	
	F-критерий	P (> F)	F-критерий	P (> F)
Озеро	13.49	0,001***	11.91	0,001***
Ключик_vs_Светлояр	8.66	0,001***	9.44	0,001***
Ключик_vs_Святое Дедовское	17.20	0,001***	13.69	0,001***
Светлояр_vs_Святое Дедовское	15.47	0,001***	12.71	0,001***

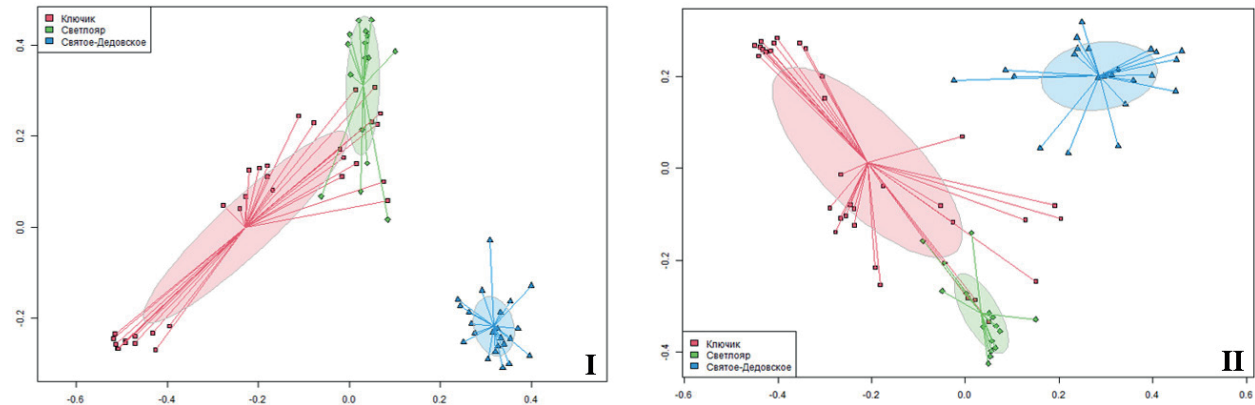


Рис.4. Различия доминирующих комплексов по численности (I) и биомассе (II) фитопланктона исследуемых озер (визуализация по данным многофакторного дисперсионного анализа (Permanova)).

При сравнении состава функциональных групп фитопланктона исследованных озер по биомассе также продемонстрировал статистически значимую низкую степень их сходства (Таблица 5, Рис. 5, II), однако различие состава функциональных групп по численности для озер Светлояр и Святое Дедовское был выражено слабее (Таблица 5, Рис. 5, I). Вероятно, это некоторое сходство определялось условиями формирования фитопланктона данных озер, а именно высокими значениями глубины и прозрачности вод.

4. Заключение

В составе фитопланктона озер Ключик, Светлояр и Святое Дедовское выявлено 432 видовых и внутривидовых таксонов водорослей, принадлежащих 8 отделам. Анализ альгофлоры исследованных озер показал таксономическую значимость отделов Cyanobacteria, Chlorophyta, Bacillariophyta, Ochrophyta и Euglenophyta, составляющих более 70% от общего видового богатства. Состав доминирующих видов насчитывал 114 видов водорослей (26,38% от общего состава): в озере Святое Дедовское преобладали зеленые и диатомовые (50%) водоросли, в озере Светлояр – эвгленыды (25%), в озере Ключик – диатомеи (более 40%).

Основу флористического списка среди доминирующих видов альгоценозов в озерах Светлояр и Святое Дедовское составляли планктонные формы (58-70% общего списка). В озере Ключик доля план-

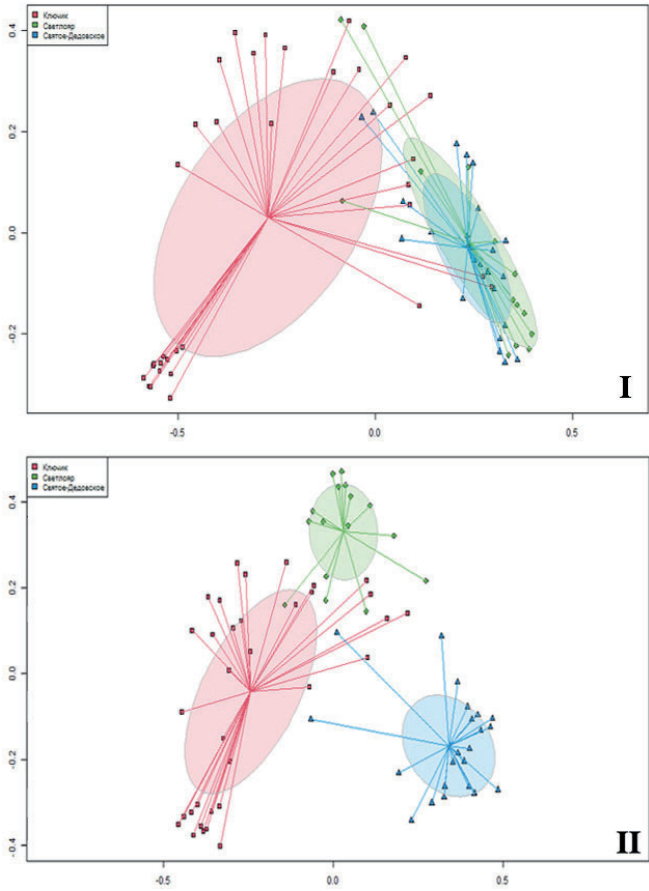


Рис.5. Различия функциональных комплексов по численности (I) и по биомассе (II) фитопланктона исследуемых озер (визуализация по данным многофакторного дисперсионного анализа (Permanova))

Таблица 5. Статистические параметры (F – критерий Фишера, P – уровень значимости) при оценке сходства состава доминирующих и функциональных комплексов исследованных озер.

	Permanova			
	FG (по численности)		FG (по биомассе)	
		P (> F)	F value	P (> F)
Озеро	16.43	0,001***	19.88	0,001***
Ключик_vs_Светлояр	15.53	0,001***	16.83	0,001***
Ключик_vs_Святое Дедовское	21.71	0,001***	22.93	0,001***
Светлояр_vs_Святое Дедовское	7.75	0,001***	19.34	0,001***

ктонных видов была в 2-2,3 раза ниже, здесь возрас- тала доля бентосных форм (до 20%). Для большин- ства выявленных видов характерно космополитное распространение, представители бореальных и северо-альпийских ареалов встречались единично.

Среди 13 доминантов (из 5 отделов), имею- щих высокие показатели $DF > 10$, $Dt > 10$ и $pF > 20$, во всех озерах отмечены динофлагелляты *Ceratium hirundinella*, *Peridinium cinctum* (функциональная группа L_0), с максимальным развитием в период летней стратификации. В группе диатомовых везде преобладали виды центрических диатомей из рода *Cyclotella* (кодон В), достигая максимальных пока- зателей развития в условиях перемешивания вод. Состав остальных доминирующих групп в каждом водоеме определялся его лимнологическими особенностями.

С использованием метода многофакторного дисперсионного анализа (PERMANOVA) показана статистически значимая ($P(>F)=0,001$) низкая степень сходства доминирующих и функциональ- ных комплексов фитопланктона, что может свиде- тельствовать о своеобразии ценогенеза водорослей в каждом из изученных озер, обусловленном влия- нием определенной комбинации факторов, в част- ности температуры, прозрачности, водородного показателя и содержания кислорода.

Полученные данные по частоте встречаемо- сти и показателям доминирования выявленных массовых видов отражают их экологические особен- ности, а также потенциальные возможности макси- мального развития при определенных сочетаниях факторов, что может быть использовано в системе экологического мониторинга водных экосистем.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

- Алимов А.Ф., Мингазова Н.М. 2001. Уникальные экосистемы солонатоводных карстовых озер Среднего Поволжья. Казань: КГТУ.
- Баженова О.П. 2017. Фитопланктон и экологиче- ское состояние озер лесной зоны Омского Прииртышья. Сибирский экологический журнал 24(3): 276-286. DOI: [10.15372/SEJ20170305](https://doi.org/10.15372/SEJ20170305)
- Баканина Ф.М., Воротников В.П., Лукина Е.В. и др. 2001. Озера Нижегородской области. Н. Новгород: Издание ВООП.
- Баканина Ф.М., Пожаров А.В., Юртаев А.А. 2003. Ландшафтное районирование Нижегородской обла- сти как основа рационального природопользования. В: Международный научно-промышленный форум «Великие реки – 2003». Н. Новгород, ННГАСУ, С. 288 – 290.
- Бакка С.В., Киселева Н.Ю. 2009. Особо охраняе- мые природные территории Нижегородской области. Аннотированный перечень. Н. Новгород: Минприроды Нижегородской области.
- Бахирева М.В., Асташин А.Е. 2015. Озёра Павловского района Нижегородской области как индикатор геолого-ге- оморфологической обстановки. Географическая наука сквозь призму современности. В: Вознесенской А.Г. (ред.), Материалы VIII Межвузовской научно-практической кон- ференции студентов и Всероссийской Межвузовской научно-практической студенческой конференции по этногеографии и этнографии. Н. Новгород, С. 28–30.
- Баянов Н.Г., Кривдина Т.В. 2011. Типология и свой- ства озер Нижегородского Заволжья. Известия РАН. Серия географическая 5:85-96.
- Баянов Н.Г. 2019. Озеро Ключик - уникальный природный объект Нижегородского Поволжья. Труды Государственного природного биосферного заповедника «Керженский», Н. Новгород 9: 65-72.
- Воденеева Е.Л. 2006. Динамика биомассы и домини- рующие виды фитопланктона в водных объектах заповед- ника «Керженский». Труды государственного природного биосферного заказника «Керженский», Н. Новгород 3: 46-57.
- Воденеева Е.Л., Кулизин П.В. 2019. Водоросли Мордовского заповедника (Аннотированный список видов). Флора и фауна заповедников. Вып. 134. Москва: Объединенная дирекция Мордовского государственного природного заповедника имени П.Г. Смидовича и нацио- нального парка «Смольный».
- Горбулин О.С. 2012. Комплексы доминантных форм фитопланктона разнотипных водоемов. Альгология 22(2): 303-315.
- Гусев Е.С. 2007. Особенности структуры и функ- ционирования фитопланктона стратифицированных озер карстового происхождения Центральной России (Владимирская область). Дис. канд. биол. наук, РАН, Институт биологии внутренних вод им. И.Д. Папанина, Борок, Россия.
- Гусев Е.С. 2011. Вертикальное распределение фито- планктона в небольших карстовых озерах централь- ной России. В: Первая международная конференция “Водоросли: таксономия, экология, использование в мониторинге”, С. 160.
- Китаев С.П. 2007. Основы лимнологии для гидробио- логов и ихтиологов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН.
- Китаев С.П. 1984. Экологические основы биопroduk- тивности озер разных природных зон. Москва: Наука.
- Корнева Л.Г. 2015. Фитопланктон водохранилищ бас- сейна Волги. Кострома: Костромской печатный дом.
- Козлов А.В., Тарасов И.А., Дедык В.Е. 2017. Экологи- гидрохимическая характеристика акватории озера “Ключик” Павловского района Нижегородской области. Современные проблемы науки и образования 1: 126.
- Козлов А.В., Маркова Д.С., Соколюк С.А. и др. 2019. Экспертиза эколого-гидрохимического состояния памят- ника природы – озера Светлояр Нижегородской области. Успехи соврем. естествознания 6:74–81.
- Максимович Г.А. 1963. Основы карстоведения. Том 1. Пермь: Пермское книжное издательство.
- Моисеев А.В., Логинов В.В., Морева О.А. и др. 2019. Современное состояние и эколого-рыбохозяйственная характеристика озера Большое Святое (Святое Дедовское). Труды Государственного природного биосферного запо- ведника «Керженский» 9: 122-131.
- Науменко М.А., Гузиватый В.В., Сапелко Т.В. 2014. Цифровые морфометрические модели малых озер. Ученые записки Российского государственного гидроме- теорологического университета 34: 26.
- Никулина В.Н. 1997. Особенности фитопланктонных сообществ светлководно-ацидных и гумифицированных озер Южной Карелии. Реакция озерных экосистем на изменение биотических и абиотических условий. Труды ЗИН РАН 272: 29-47.

- Охалкин А.Г., Старцева Н.А. 2003. Состав и экология массовых видов фитопланктона малых водоемов городских территорий (диатомовые, зеленые и синезеленые водоросли). Ботанический журнал 88(9): 84.
- Палагушкина О.В. 2004. Экология фитопланктона карстовых озер Среднего Поволжья. Дис. канд. биол. наук, Казанский государственный университет, Казань, Россия.
- Петров М.С., Асташин А.Е. 2017. Динамика расхода воды крупнейшего в Нижегородской области родника Суринь. В: Винокурова Н.Ф. (ред.), Орфановские чтения – 2017, Н. Новгород, С. 29-32.
- Петрова Н.А. 1990. Сукцессия фитопланктона при антропогенном эвтрофировании больших озер. Ленинград: Наука Ленинградское отделение.
- Прошкина-Лавренко А.И. 1953. Диатомовые водоросли – показатели солёности воды. Диатомовый сборник. Л.: Наука 1: 187–205.
- Рянжин С.В. 2002. Распределение озер и рек мира по размерам рассчитанным из базы данных WORLDLAKE. Охрана и рациональное использование водных ресурсов Ладожского озера и других больших озер. В: Труды IV Международного симпозиума по Ладожскому озеру, Санкт-Петербург, С. 435-441.
- Сиренко Л.А., Паршикова Т.В. 1993. Влияние ацидификации среды на жизнедеятельность водорослей. Альгология 2: 3-18.
- Снитко Л.В., Сергеева Р.М. 2003. Водоросли разнотипных водоёмов восточной части Южного Урала. Монография. Миасс: Уральское отделение Российской академии наук, Ильменский государственный заповедник.
- Станковская Т.П. 2014. К вопросу комплексного использования малых озер. Вестник Нижегородской государственной сельскохозяйственной академии 4: 270-274.
- Тарасова Н.Г. 2010. Состав альгофлоры планктона озера Голубое (Самарская область). Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии 19(2): 157-161.
- Трифонов И.С. 1990. Экология и сукцессия озерного фитопланктона. Отв. ред. Николаев И.Н. Институт озераведения АН СССР. Ленинград: Наука Ленинградское отделение.
- Трифонов И.С. 1994. Изменение фитопланктонных сообществ при эвтрофировании озер. Дис. докт. биол. наук, РАН, Ботанический институт им. В.Л. Комарова, Санкт-Петербург, Россия.
- Харитонов А.Т. 1978. Природа Нижегородского Поволжья: История, использование, охрана. Горький: Волго-Вятское книжное издательство.
- Шитиков В. К., Розенберг Г. С., Зинченко Т. Д. 2003. Количественная гидроэкология: методы системной идентификации. Тольятти: ИЭВБ РАН.
- Aberg B., Rohde W. 1942. Über die Milieufaktoren einiger südschwedischer Seen. Symbolae Botanicae Upsalienses 5: 1.
- Battarbee R.W., Flower R.J., Stevenson A. et al. 1985. Lake acidification in Galloway: palaeoecological test of competing hypotheses. Nature 314(6009): 350-352.
- Chalkia E., Zacharias I., Thomatou A.A. et al. 2012. Zooplankton dynamics in a gypsum karst lake and interrelation with the abiotic environment. Biologia 67: 151–163.
- Ciorca A.M., Momeu L., Battaes K.P. 2017. Same karstic substratum, different aquatic communities? Case study: Three water bodies from western Romania. Studia Universitatis Babeş-Bolyai Biologia 62: 67–85.
- Danielidis D.B., Spartinou M., Economou-Amilli A. 1996. Limnological survey of Lake Amvrakia, western Greece. Hydrobiologia 318(3): 207–218. DOI: [10.1007/bf00016682](https://doi.org/10.1007/bf00016682)
- Genkal S.I., Okhapkin A.G., Vodeneva E.L. 2019. To the morphology and taxonomy of *Cyclotella distinguenda* (Bacillariophyta). Novosti sistematiki nizshikh rastenii) 53(2): 47–54. DOI: [10.31111/nsnr/2019.532.247](https://doi.org/10.31111/nsnr/2019.532.247)
- Guiry M.D., Guiry G.M. 2024. AlgaeBase. World-Wide Electronic Publication, National University of Ireland, Galway. <http://www.algaebase.org>
- Gürkan S., Stemplinger B., Rockinger A. et al. 2004. Bumps on the back: An unusual morphology in phylogenetically distinct *Peridinium aff. cinctum* (= *Peridinium tuberosum*; Peridinales, Dinophyceae). Organisms Diversity & Evolution 24: 1–15. DOI: [10.1007/s13127-023-00635-6](https://doi.org/10.1007/s13127-023-00635-6)
- Gusev E.S. 2008. Phytoplankton primary production in several karst lakes in central Russia. Inland Water Biology 1: 356-361.
- Hedger R.D., Olsen N.R.B., George D.G. et al. 2004. Modelling spatial distributions of *Ceratium hirundinella* and *Microcystis* spp. in a small productive British lake. Hydrobiologia 528: 217–227.
- Kasperovičienė J. 2001. The summer phytoplankton structure of some lakes located in Lithuanian protected areas. Biologija 47(2): 80-83.
- Kiss K.T., Klee R., Ector L. et al. 2012. Centric diatoms of large rivers and tributaries in Hungary: morphology and biogeographic distribution. Acta Botanica Croatica 71: 311–363. DOI: [10.2478/v10184-011-0067-0](https://doi.org/10.2478/v10184-011-0067-0)
- Kreus A., Kucinskiene A. 2011. Vertical distribution of bacteria and intensity of microbiological processes in two stratified gypsum Karst Lakes in Lithuania. Knowledge and Management of Aquatic Ecosystems 4: 1–12.
- Lepistö L., Rosenström U. 1998. The most typical phytoplankton taxa in four types of boreal lakes. Hydrobiologia 369-370: 89-97.
- MacDonagh M.E., Casco M.A., Claps M.C. 2005. Colonization of a Neotropical Reservoir (Córdoba, Argentina) by *Ceratium hirundinella* (O. F. Müller) Bergh. Annales de Limnologie - International Journal of Limnology 41: 291–299.
- Meng F., Li Z., Li L. et al. 2020. Phytoplankton alpha diversity indices response the trophic state variation in hydrologically connected aquatic habitats in the Harbin Section of the Songhua River. Scientific Reports 10: 1–13.
- Miracle M.R., Vicente E., Pedrós-Alió C. 1992. Biological studies of Spanish meromictic and stratified karstic lakes. Limnetica 8: 59–77.
- Momeu L., Ciorca A., László O.T. et al. 2015. The karstic lake Iezerul Ighiel (Transylvania, Romania): Its first limnological study. Studia Universitatis Babeş-Bolyai Biologia 2: 39–60.
- Padisák J., Crossetti L.O., Naselli-Flores L. 2009. Use and misuse in the application of the phytoplankton functional classification: a critical review with updates. Hydrobiologia 621: 1–19.
- Petar Ž., Marija G.U., Koraljka K.B. et al. 2014. Morpho-functional classifications of phytoplankton assemblages of two deep karstic lakes. Hydrobiologia 740: 147–166.
- Okhapkin A.G., Sharagina E.M., Kulizin P.V. et al. 2022. Phytoplankton Community Structure in Highly-Mineralized Small Gypsum Karst Lake (Russia). Microorganisms 10: 386. DOI: [10.3390/microorganisms10020386](https://doi.org/10.3390/microorganisms10020386)
- Okhapkin A.G., Vodeneva E.L., Sharagina E.M. 2022. Composition and structure of phytoplankton of Lake Svetloyar (Russia). Inland Water Biology 5: 543-554. DOI: [10.1134/S1995082922050169](https://doi.org/10.1134/S1995082922050169)
- R Core Team. 2015. R: A language and environment for statistical computing. URL: <http://www.r-project.org/>
- Regel R.H., Brookes J.D., Ganf G.G. 2004. Vertical migration, entrainment and photosynthesis of the freshwater dinoflagellate *Peridinium cinctum* in a shallow urban lake. Journal of Plankton Research 26: 143–157.
- Reynolds C.S. 1984. The ecology of freshwater phytoplankton. Cambridge: Cambridge university press.

Reynolds C.S., Huszar V., Kruk C. et al. 2002. Towards a functional classification of the freshwater phytoplankton. *Journal of Plankton Research* 24(5): 417–428.

Udovič M.G., Cvetkoska A., Žutinić P. et al. 2017. Defining centric diatoms of most relevant phytoplankton functional groups in deep karst lakes. *Hydrobiologia* 788: 169–191. DOI: [10.1007/s10750-016-2996-z](https://doi.org/10.1007/s10750-016-2996-z)

Udovič M.G., Kulaš A., Šušnjara M. et al. 2022. *Cymboplectura amicula* stat nov. et. nom. nov. (Bacillariophyceae)—a rare diatom species from a karst river in Croatia. *Phytotaxa* 532(2): 139–151. DOI: [10.11646/phytotaxa.532.2.2](https://doi.org/10.11646/phytotaxa.532.2.2)

Valadez F., Rosiles-González G., Almazán-Becerril A. et al. 2013. Planktonic cyanobacteria of the tropical karstic lake Lagartos from the Yucatan Peninsula, Mexico. *Revista de Biología Tropical* 61: 971–979.

Vodeneeva E.L., Okhapkin A.G., Genkal S.I. et al. 2020. Composition, structure and distribution of the phytoplankton of highly mineralized karst lake. *Inland water biology* 13(4): 576–584. DOI: [10.1134/S1995082920040136](https://doi.org/10.1134/S1995082920040136)

Wahlstrom G., Danilov R.A. 2003. Phytoplankton successions under ice cover in four lakes located in north-eastern Sweden: effects of liming. *Folia Microbiol (Praha)* 48(3): 379–384.

Zarei Darki B., Krakhmalnyi A.F. 2019. Biotic and Abiotic Factors Affecting the Population Dynamics of *Ceratium hirundinella*, *Peridinium cinctum*, and *Peridiniopsis elpatiewskyi*. *Diversity* 11(8): 137. DOI: [10.3390/d11080137](https://doi.org/10.3390/d11080137)