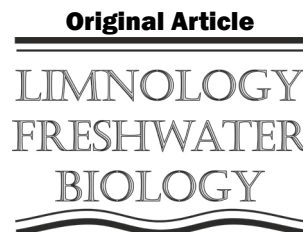


The distribution of biogenic elements in the vertical section of bottom sediments of Lake Kotokel (Eastern Baikal region)



Leonova G.A.¹, Maltsev A.E.^{1*}, Kondratieva L.M.², Krivonogov S.K.¹

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, prospekt Akademika Koptyuga 3, Novosibirsk, 630090, Russia

² Institute for Water and Environmental Problems, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, ul. Dikopoltseva 56, Khabarovsk, 680000, Russia

ABSTRACT. Chemical composition of organic-mineral sediments (sapropel) of Lake Kotokel (Eastern Baikal region) based on 14.5 m and 16.5 m long drilling cores and distribution of the major biogenic elements (TOC, H, TN, S) and TP along the depth of bottom sediments have been studied. A reduction type of diagenesis has been established, during which destruction of organic matter occurs. The major role in diagenetic transformations of organic matter belongs to different physiological groups of microorganisms, primarily heterotrophic, ammonifying and sulfate-reducing bacteria. The lightening of the isotopic composition of carbon confirms active microbial processes that change the initial composition of organic matter as a result of its anaerobic decomposition. The weighting of the TN isotopic composition in the upper sediment intervals indicates a rather intense nitrogen cycle and its 'high' loss from organic matter composition, which leads to the growth of $\delta^{15}\text{N}$.

Keywords: Organic matter, biogenic elements, early diagenesis, total organic carbon

For citation: Leonova G.A., Maltsev A.E., Kondratieva L.M., Krivonogov S.K. The distribution of biogenic elements in the vertical section of bottom sediments of Lake Kotokel (Eastern Baikal region) // Limnology and Freshwater Biology. 2025. - № 4. - P. 302-311. DOI: 10.31951/2658-3518-2025-A-4-302

1. Introduction

The direction and intensity of diagenetic transformations of sediment and pore waters are determined by the amount and composition of organic matter. In deep bottom sediments with no oxygen, destruction of organic matter occurs under anaerobic conditions, the most important of which are: denitrification, decomposition of amino acids, sulfate reduction and methane formation.

Intensive studies of diagenetic processes of sediments from seas and oceans, carried out in the 70–90s of the 20th century, and the results obtained made it possible to significantly supplement the idea of a complex group of physical, chemical and microbiological processes that make up the essence of diagenesis. Two types of diagenesis, 'reductive' and 'oxidative', were identified (Geochemistry of diagenesis..., 1980).

Unlike seas and oceans, the processes of early diagenesis in the sediments of continental water bodies are not actually studied with the exception of deep-water lakes, Onega and Ladoga (Belkina, 2003) and Lake Baikal (Granina, 2008). However, despite the fact that

the patterns of early diagenesis of sediments of Lake Baikal have been studied in detail (Namsaraev and Zemskaya, 2000; Pogodaeva et al., 2007), the data obtained are not, in general, applicable to most continental water reservoirs. This is explained by the fact that deep-water Lake Baikal is a developed stage of oxidative diagenesis, similar to that in the oceans (Granina, 2008), while organic-rich sediments of small lakes are characterized by reductive diagenesis (Emerson, 1976; Logvinenko, 1980; Kholodov, 2006; Yudovich and Ketris, 2011).

The lake bottom sediments of long sedimentation age and relatively homogeneous material composition are suitable targets to study geochemical diagenesis (Leonova et al., 2019a; b). Lake Kotokel can be regarded as such an object, being the largest lake in the Baikal region. The lake attracts the attention of Russian and foreign scientists as a reference sequence of the Late Glacial period and Holocene in the south of Eastern Siberia (Bezrukova et al., 2011; Kostrova et al., 2012), since bottom sediments are of more than 16 m thick. This makes Lake Kotokel a promising object to study geochemistry of early diagenesis.

*Corresponding author.

E-mail address: maltsev@igm.nsc.ru (A.E. Maltsev)

Received: April 28, 2025; **Accepted:** June 18, 2025;

Available online: August 31, 2025

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



The purpose of this work is to study distribution of the major biogenic elements and the processes of transformation of organic matter in the stratified sequence of Lake Kotokel during early 'reductive' diagenesis.

2. Materials and methods

Lake Kotokel occupies most of the Kotokel depression, located 2 km from the southeastern coast of Middle Baikal (Fig. 1). The length of the reservoir is 15 km, the average width is 4.6 km, the average depth is 4.0–4.5 m (maximum 14 m), the water area is 70 km², the water drainage area is 183 km². Lake Kotokel is a low-flow reservoir with slow water exchange; the Istok River flows out from it. According to the low drainage factor (2.6), the lake is qualified as an accumulative water body (Pronin and Ubugunov, 2013).

Lake Kotokel belongs to the productive phytoplankton type of lake ecosystems (Pronin and Ubugunov, 2013). The main producers of autochthonous organic matter (OM) of the lake bottom sediments are various groups of phytoplankton that form low-ash sediments — sapropels of planktonic genesis (planktonogenic sapropel). Lake Kotokel has a high level of development of phytoplankton with predominance of diatoms and cyanobacteria, typical for eutrophic reservoirs (Leonova et al., 2019a).

In September 2012, a well with the depth of 14.5 m was drilled from a pontoon in the central part of Lake Kotokel (N 52.78898°, E 108.12807°). Also in May 2018, Dr. Bezrukova E.V. (Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk) kindly provided a 16.5-meter drilling core for dating and C, N isotope analysis.

Microbiological studies (determination of the number and layer-by-layer distribution of the major physiological groups of microorganisms) were carried out at the Institute of Water and Environmental Problems of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences and at the Limnological Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. The standard procedure and its modified versions of sowing samples of bottom sediment suspensions from cores on nutrient agar and counting colonies of aerobic and anaerobic bacteria were used (Namsaraev and Zemskaya, 2000).

Elemental analysis of organic matter (total organic carbon (TOC), H, total nitrogen (TN), S) was carried out using an automatic CHNS analyzer at the Institute of Organic Chemistry of the SB RAS. Sulfur forms (total, sulfate and sulfide) in the samples of bottom sediments were determined using a standard method at the Institute of Catalysis, SB RAS. Concentrations of total phosphorus (TP) were determined by ICP-AES, in the Analytical Center for multi-elemental and isotope research IGM SB RAS. In the study of micromorphology and composition of sediments, we used scanning electronic microscopy (SEM) applying various modes of detecting. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ isotope variations in the prepared samples were measured using the Delta V Advantage mass spectrometer in a continuous helium flow mode (high-purity grade 6.0).

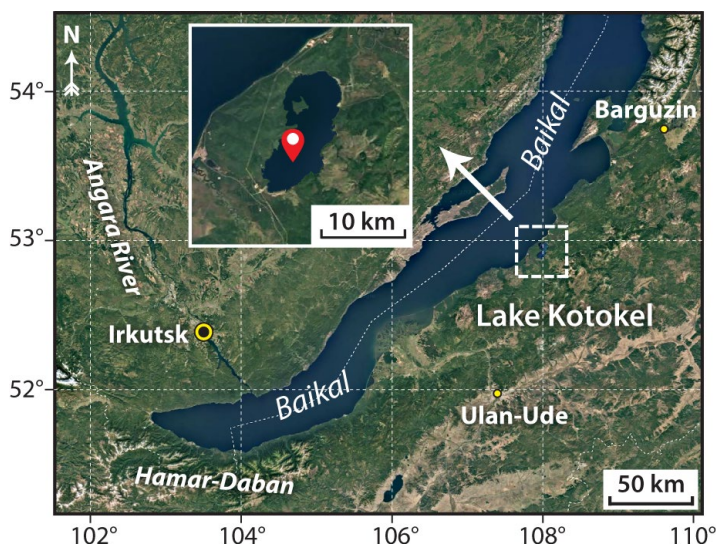


Fig.1. The location map of Lake Kotokel, drilling and sampling sites.

3. Results and discussion

The upper 610-cm interval of sediments is a low-ash sapropel (TOC — 27–32%) with a fine colloidal structure, (Fig. 2) consisting of undecomposed and semi-decomposed organic remains of cyanobacteria and a large number of diatom valves. Below (610–810 cm) there is a darker interlayer ~200 cm thick; it is a high-ash (TOC — 11–19%) carbonate sapropel. According to (Kostrova et al., 2012), plankton was a source of autochthonous organic matter throughout the period of sapropel sedimentation (0–810 cm), where cyanobacteria (Cyanobacteria) formed the basis of organic matter, and diatoms (Bacillariophyta) — biogenic silica of the mineral part of sapropel. The 810–900-cm interval is represented by organic-mineral sediments (TOC — 6–8%). Below (900–1450 cm), there are mineral deposits (TOC — 3–5%).

The distribution of the major biogenic elements (TOC, H, TN, S) along the depth of bottom sediments is given in Fig. 2. The interval of 200–400 cm is characterized by higher contents of H, TN and lower S, TP. The transition between low-ash and high-ash sapropel (595–605 cm) is marked by a sharp increase in TP up to 0.21%. It should be noted that the content of S is rather high (1.87–2.78%) in sapropel, contrast to very low sulfur concentrations in producers of organic matter (> 0.2%). The reason for high S values in sapropel may be the enrichment of sediment with sulfur in the composition of iron sulfides (primarily pyrite), as well as the sulphuration of the organic component of the sediment during diagenesis. According to SEM data, pyrite (framboids and crystals) was detected throughout the entire sediment section.

The reduced compounds begin to dominate with depth: sulfur as the compound of iron sulfides (FeS_2 , $\text{FeS}\cdot n\text{H}_2\text{O}$), H_2S etc. (Fig. 3). In the upper, less reduced intervals of bottom sediments, where the processes of bacterial sulfate reduction are less intense or less durable than in the deeper sections of the sediment, the predominant form of sulfur is its oxidized compounds: BaSO_4 , SO_4^{2-} , SO_3^{2-} , $\text{S}_4\text{O}_6^{2-}$, etc.

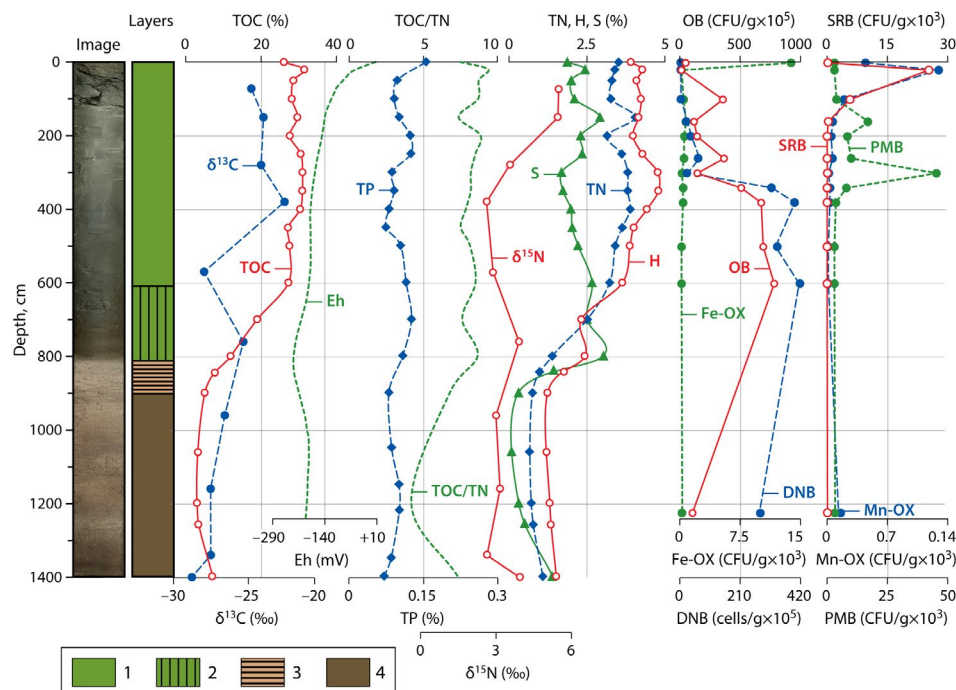


Fig.2. Distribution of Eh, major biogenic elements, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, and physiological groups of microorganisms along the section of bottom sediments. OB — organotrophic bacteria, DNB — denitrifying bacteria, PMB — phosphate-mobilizing bacteria, SRB — sulfate-reducing bacteria, Fe-OX — iron-oxidizing bacteria, Mn-OX — manganese-oxidizing bacteria, CFU — colony forming unit. Stratigraphy: 1. low-ash sapropel; 2. high-ash carbonate sapropel; 3. organic-mineral deposits; 4. mineral sediment.

The ratio of organic carbon to organic nitrogen (TOC/TN) along sediment sections indirectly (due to the uncertainty of the degree of diagenetic transformation of organic matter) confirms the genetic relationship of organic matter of sediments with the initial organic material, either autochthonous — plankton (4.5–10) or allochthonous — surface and semi-submerged vegetation (12–40) (Leonova et al., 2019a). Lake Kotokel is characterized by low TOC/TN values (Fig. 2), which vary along the 8-meter section of planktonogenic sapropel from 7.4 to 9.3 (the average is 8.2), which falls within the range of TOC/TN values for the Baikal phytoplankton (10) (Vykhristyuk, 1980).

As a result of studying of the layer-by-layer distribution of various physiological groups of microorganisms (organotrophic, sulfate-reducing, phosphate-mobilizing, denitrifying, Fe- and Mn-oxidizing) along the sections of lake deposits, it was found that their number increases along the depth of sediments, where the affected labile components of organic matter decompose (Fig. 2).

The greatest abundance of organotrophic bacteria (OB), using a wide range of organic compounds as sources of energy and carbon, was found at the lower intervals of the sediments. The maximum number of denitrifying bacteria (DNB) involved in the decomposition of protein and other organic nitrogen compounds with the formation of ammonia, was also found there. At the middle sapropel intervals (160–345 cm), we observed a relatively high number of phosphate-mobilizing bacteria (PMB) which are involved in the mineralization of phosphorus being a part of organic substances. Here, the amount of PMB is $5.3\text{--}45 \text{ CFU}^1/\text{g} \times 10^3$, while the minimum amount of this group of microorganisms is observed in the uppermost and

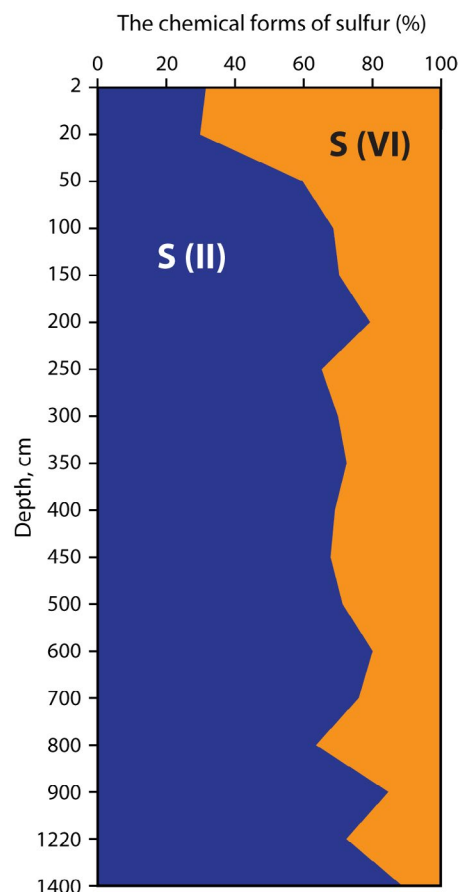


Fig.3. Distribution (%) of sulfur forms along the section of bottom sediments.

¹ Colony forming unit

lowest intervals of bottom sediments — 0.05–0.9 and 0.3–0.6 CFU/g $\times 10^3$, respectively. The character of PMB distribution along the depth of the section seems to depend on the redox conditions of the environment and the degree of availability of mineral phosphorus compounds.

In the distribution of sulfate-reducing bacteria (SRB), there is an increase in their number with depth (in the upper 100 cm of the core), which may indicate an increase in the degree of decomposition of organic matter with depth, since these microorganisms are able to use only organic matter of low molecular weight (Trudinger et al., 1972), which has undergone preliminary degradation of complex organic molecules by other groups of microorganisms (for example, organotrophs) (Ivanov and Karavayko, 2004). This means that the input of poorly decomposed organic matter into sediments, under anaerobic conditions, does not favor the development of SRB, which requires deeper preliminary mineralization (decomposition) of organic matter. All these determine a rather low number of SRB (with the exception of the interval of 20–25 cm), and, as the result, low intensity of bacterial sulfate reduction.

A group of iron-oxidizing (Fe-OX) and manganese-oxidizing (Mn-OX) bacteria in freshwater reservoirs is involved in the oxidation of Fe (II) to Fe (III) and Mn (II) to Mn (IV) with the participation of oxygen (Granina, 2008; Yudovich and Ketris, 2014). Iron-oxidizing and manganese-oxidizing microorganisms actively develop only in the uppermost intervals of bottom sediments, where their maximum number is up to 14825 and 1320 CFU/g of sediment, respectively. The main factors affecting the abundance and distribution of Fe-OX and Mn-OX bacteria are, first of all, the redox conditions of the environment, as well as the content of organic matter and the presence of dissolved forms of Fe and Mn in pore waters.

Changes in the isotopic composition of carbon and nitrogen (Fig. 2) indicate the degree of transformation of organic matter of the sediment by microorganisms during diagenesis. We found the lightening of $\delta^{13}\text{C}$ from -22.15‰ to -28.77‰ along the depth of the section of bottom sediments. The lightening of the isotopic composition of carbon is a consequence of isotopic fractionation that results from the action of sulfate-reducing microorganisms (Yudovich and Ketris, 2010), with their main waste products being carbon dioxide and methane with light $\delta^{13}\text{C}$. Therefore, the lightening of the isotopic composition of carbon confirms active microbial processes in bottom sediments changing the original composition of organic matter due to its anaerobic decomposition. The weighting of the total nitrogen isotopic composition in the upper sediment intervals indicates a rather intense nitrogen cycle and its 'high' loss from organic matter composition (Robinson, 2001), which leads to the growth of $\delta^{15}\text{N}$.

Thus, a comparison of the number of different groups of microorganisms and characteristics of change in the isotopic composition of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ revealed the following: the processes of nitrogen circulation, as well as carbon in bottom sediments of Lake Kotokel are more active than those of sulfur, generally typical for

most freshwater reservoirs (Granina, 2008; Yudovich and Ketris, 2011).

4. Conclusion

The upper 8 m of the sedimentary sequence in Lake Kotokel consists of planktonogenic sapropel, characterized by low TOC/TN ratios (7.4–9.3), indicative of a predominantly autochthonous origin of organic matter. Cyanobacteria were identified as the primary sources of autochthonous organic matter throughout the entire period of sapropel formation (0–810 cm). An increase in reduced sulfur species S (II) was observed with depth in the sediment core. The abundance of various physiological groups of microorganisms also increased with depth, where microbial activity facilitates the degradation of labile organic matter components. The elevated abundance of sulfate-reducing bacteria (SRB) within the 25–105 cm interval suggests enhanced organic matter degradation at greater depths, as these microorganisms utilize only low-molecular-weight organic compounds derived from the preliminary breakdown of complex organic molecules. Shifts in isotopic composition, specifically, the depletion of $\delta^{13}\text{C}$ and enrichment of $\delta^{15}\text{N}$, confirm active microbial processes that alter the original organic matter through anaerobic decomposition during early diagenesis. These findings collectively highlight the critical role of microbial activity in transforming organic matter under anaerobic conditions within the sedimentary environment of Lake Kotokel.

Acknowledgements

This research was supported by the Russian Foundation of Basic Research (RFBR) within the framework of State Projects № 11-05-00655 A and № 18-35-00072. Analytical studies were carried out in the Analytical Center for multi-elemental and isotope research IGM SB RAS under the State Project № 122041400193-7.

Conflict of interests

The authors declare no conflicts of interest.

References

- Belkina N.A. 2003. Changes in the processes of redox diagenesis of bottom sediments in lakes Ladoga and Onega under the effect of anthropogenic factors. PhD Thesis, IOZ RAN, St. Petersburg, Russia. (in Russian)
- Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Kulagina N.V. et al. 2011. Palynological study of Lake Kotokel bottom sediments (Lake Baikal region). *Russian Geology and Geophysics* 52(4): 458–465. DOI: [10.1016/j.rgg.2011.03.008](https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.03.008)
- Emerson S. 1976. Early diagenesis in anaerobic lake sediments: chemical equilibria in interstitial waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40 (8): 925–934. DOI: [10.1016/0016-7037\(76\)90141-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90141-1)
- Geochemistry of diagenesis of Pacific sediments (Transoceanic Profile). 1980. In: Ostroumov E.A. (Ed.). Moscow: Nauka. (in Russian)

Granina L.Z. 2008. Early diagenesis of bottom sediments in Lake Baikal. Novosibirsk: Academic Publishing House 'Geo'. (in Russian)

Ivanov M.V., Karavayko G.I. 2004. Geological microbiology. *Microbiology* 73(5): 493–508. DOI: [10.1023/B:MICI.0000044241.17848.38](https://doi.org/10.1023/B:MICI.0000044241.17848.38)

Kholodov V.N. 2006. Geochemistry of sedimentary process. Moscow: GEOS. (in Russian)

Kostrova S.S., Meyer H., Chaplign B. et al. 2012. Holocene oxygen isotope record of diatoms from Lake Kotokel (southern Siberia, Russia) and its palaeoclimatic implications. *Quaternary International* 290/291: 21–34.

Leonova G.A., Maltsev A.E., Bobrov V.A. et al. 2019. Methodological approach to the identification of the sources and genesis of buried organic matter in the Holocene sections of lake sapropels (Southern West Siberia and Eastern Baikal Area). *Russian Geology and Geophysics* 60 (11): 1278–1299. DOI: [10.15372/GiG2019116](https://doi.org/10.15372/GiG2019116)

Leonova G.A., Maltsev A.E., Melenevsky V.N. et al. 2019. Diagenetic transformation of organic matter in sapropel sediments of small lakes (southern West Siberia and eastern Transbaikalia). *Quaternary International* 524: 40–47. DOI: [10.1016/j.gsf.2022.101518](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101518)

Logvinenko N.V. 1980. Marine geology. Leningrad: Nedra. (in Russian)

Namsaraev B.B., Zemskaya T.I. 2000. Microbial processes of carbon circulation in bottom sediments of Lake Baikal. Novosibirsk: Publ. House 'GEO'. (in Russian)

Pogodaeva T.V., Zemskaya T.I., Golobokova L.P. et al. 2007. Chemical composition of pore waters of bottom sediments in different Baikal basins. *Russian Geology and Geophysics* 48 (11): 886–900. DOI: [10.1016/j.rgg.2007.02.012](https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.02.012)

Pronin N.M., Ubugunov L.L. 2013. Lake Kotokel: natural conditions, biota, ecology. Ulan-Ude: Publ. House. (in Russian)

Robinson D. 2001. $\delta^{15}\text{N}$ as an integrator of the nitrogen cycle. *Trends In Ecology & Evolution* 16: 153–162. DOI: [10.1016/S0169-5347\(00\)02098-X](https://doi.org/10.1016/S0169-5347(00)02098-X)

Trudinger P.A., Lambert I.B., Skyring G.W. 1972. Biogenic sulfide ores: a feasibility study. *Economic Geology* 67 (8): 1114–1127. DOI: [10.2113/gsecongeo.67.8.1114](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.8.1114)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. 2010. Relationships of carbon isotopes in the sedimentary shell and biosphere: four scenarios. *Biosphere* 2(2): 231–246.

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. 2011. Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry) Syktyvkar: GEOPRINT. (in Russian)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. 2014. Geochemistry of manganese. Syktyvkar: GEOPRINT. (in Russian)

Vykhristyuk L.A. 1980. Organic matter of bottom sediments of Lake Baikal. Novosibirsk: Nauka. (in Russian)

Распределение биогенных элементов по глубине разреза донных отложений оз. Котокель (Восточное Прибайкалье)



Леонова Г.А.¹, Мальцев А.Е.^{1*}, Кондратьева Л.М.², Кривоногов С.К.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, проспект Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия

²Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, ул. Дикопольцева, 56, Хабаровск, 680000, Россия

АННОТАЦИЯ. Изучен химический состав органоминеральных донных отложений (сапропель) оз. Котокель (Восточное Прибайкалье) по данным длинных кернов бурения 14.5 и 16.5 м. Исследовано распределение основных биогенных элементов (C, H, N, S) и P по глубине донных отложений. Выявлен восстановительный тип диагенеза, при котором происходит деструкция органического вещества (ОВ). Основная роль в диагенетических преобразованиях ОВ принадлежит различным физиологическим группам микроорганизмов, в первую очередь гетеротрофным, аммонифицирующим и сульфатредуцирующим бактериям. Облегчение изотопного состава углерода подтверждает активные микробные процессы, изменяющие исходный состав органического вещества в результате его анаэробного разложения. Утяжеление изотопного состава N в верхних интервалах отложений свидетельствует о достаточно интенсивном круговороте азота и его «высокой» потере из состава ОВ, что приводит к росту $\delta^{15}\text{N}$.

Ключевые слова: Органическое вещество, биогенные элементы, ранний диагенез, органический углерод

Для цитирования: Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Кондратьева Л.М., Кривоногов С.К. Распределение биогенных элементов по глубине разреза донных отложений оз. Котокель (Восточное Прибайкалье) // Limnology and Freshwater Biology. 2025. - № 4. - С. 302-311. DOI: 10.31951/2658-3518-2025-A-4-302

1. Введение

Направление и интенсивность диагенетических преобразований осадков и поровых вод определяются количеством и составом органического вещества. По глубине донных отложений в процессе диагенеза в анаэробных условиях протекают процессы деструкции органического вещества, важнейшими из которых являются: денитрификация, разложение аминокислот, сульфатредукция и образование метана.

Интенсивные исследования диагенетических процессов осадков морей и океанов, проведенные в 70–90 гг. XX в., и полученные при этом результаты позволили существенно дополнить представления о сложном комплексе физических, химических и микробиологических процессов, составляющих сущность диагенеза. Благодаря этим исследованиям установлено два типа диагенеза: восстановительный и окислительный (Геохимия диагенеза..., 1980).

В отличие от морей и океанов в континентальных водоемах процессы раннего диагенеза

осадков практически не изучены, за исключением глубоководных озер Онежского и Ладожского (Белкина, 2003), Байкала (Гранина, 2008). Однако несмотря на то, что закономерности раннего диагенеза осадков оз. Байкал исследованы детально (Намсараев и Земская, 2000; Погодаева и др., 2007), полученные данные в целом не применимы к большинству континентальных водоемов. Это объясняется тем, что особенностью глубоководного озера Байкал является развитая стадия окислительного диагенеза, сходная с таковой в океанах (Гранина, 2008), а для богатых органическим веществом осадков малых озер характерен восстановительный диагенез (Логвиненко, 1980; Холодов, 2006; Юдович и Кетрис, 2011; Emerson, 1976).

Подходящими объектами для геохимических исследований раннего диагенеза являются донные отложения озер, имеющие большие мощности, длительный возраст осадконакопления и относительно однородный вещественный состав (Леонова и др., 2019; Leonova et al., 2019). Таким объектом является оз. Котокель — одно из крупнейших по площади озеро в Прибайкалье. Водоем привлекает

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: maltsev@igm.nsc.ru (А.Е. Мальцев)

Поступила: 28 апреля 2025; Принята: 18 июня 2025;

Опубликована online: 31 августа 2025

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



внимание российских и иностранных ученых, как опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири (Безрукова и др., 2011; Kostrova et al., 2012), т.к. его донные отложения имеют мощность более 16 м. Это делает оз. Котокель перспективным объектом для изучения геохимии раннего диагенеза.

Целью данной работы является изучение распределения основных биогенных элементов и процессов трансформации органического вещества в стратифицированном разрезе оз. Котокель в раннем восстановительном диагенезе.

2. Материалы и методы

Оз. Котокель занимает большую часть Котокельской впадины, расположенной на юго-восточном побережье Байкала в 2 км от него (Рис. 1). Длина водоема составляет 15 км, средняя ширина — 4.6 км, средняя глубина — 4.0–4.5 м (максимальная 14 м), площадь акватории — 70 км², площадь водосбора — 183 км². Оз. Котокель является слабопроточным водоемом с замедленным водообменом, из него вытекает река Исток. По низкому показателю удельного водосбора (2.6) оз. Котокель относится к аккумулятивным озерам (Озеро..., 2013).

Согласно (Озеро..., 2013), оз. Котокель относится к продукционно-фитопланктонному типу озерных экосистем. Основным продуцентом автохтонного органического вещества донных отложений озера являются различные группы фитопланктона, которые формируют низкозольные осадки — сапропели планктонного генезиса (планктоногенный сапропель). Оз. Котокель имеет высокий уровень развития фитопланктона с преобладанием диатомово-цианобактериального комплекса водорослей, характерного для водоемов эвтрофного типа (Леонова и др., 2019).

В сентябре 2012 г. в центральной части оз. Котокель (52°79'50" с. ш., 108°13'39" в. д.) с понтоновой установки пробурена скважина глубиной 14.5 м. Также в мае 2018 г. д.г.н. Безруковой Е.В. (Институт геохимии СО РАН, Иркутск) нам любезно был передан 16.5-метровый керн бурения для проведения датирования и изотопного анализа С, N.

Микробиологические исследования (определение численности и послойное распределение по разрезам основных физиологических групп микроорганизмов) проведены в Институте водных и экологических проблем ДВО РАН и в Лимнологическом институте СО РАН. Использована стандартная методика и ее модифицированные версии посева проб суспензий донных отложений из кернов на агаризованные питательные среды и подсчет колоний аэробных и анаэробных бактерий (Намсараев и Земская, 2000).

Элементный анализ органического вещества (С, Н, N, S) выполнен на автоматическом CHNS-анализаторе в Институте органической химии СО РАН. Формы серы (общая, сульфатная и сульфидная) в образцах донных отложений определены в Институте катализа СО РАН. Сканирующую электронную микроскопию (СЭМ) применяли для изу-



Рис. 1. Карта-схема расположения оз. Котокель, точка бурения и отбора проб.

чения микроморфологии и вещественного состава осадков с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3 LMU в ЦКП МИИ СО РАН, используя различные режимы детектирования. Измерение вариаций изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ в подготовленных образцах выполняли на масс-спектрометре *Delta V Advantage* в режиме непрерывного потока гелия (высокой чистоты марки 6.0).

3. Результаты и обсуждения

Верхний 610-см интервал донных отложений представляет собой тонкоструктурный коллоидальный, низкозольный ($C_{\text{орг}}$ — 27–32%) сапропель (Рис. 2), вещество которого состоит из неразложившихся и полуразложившихся органических остатков цианобактерий (*Cyanobacteria*) и большого количества створок диатомовых водорослей. Ниже (610–810 см) залегает более темный прослой мощностью ~200 см, который представляет собой высокозольный ($C_{\text{орг}}$ — 11–19%) карбонатный сапропель. Согласно (Kostrova et al., 2012) планктон являлся источником автохтонного органического вещества на протяжении всего периода формирования сапропелевых отложений (0–810 см), где цианобактерии (*Cyanobacteria*) создают основу органического вещества, а диатомовые водоросли (*Bacillariophyta*) — биогенный кремнезем минеральной части сапропеля. Интервал 810–900 см представлен органическими осадками ($C_{\text{орг}}$ — 6–8%), а ниже (900–1450 см) залегают минеральные отложения ($C_{\text{орг}}$ — 3–5%).

Распределение основных биогенных элементов (С, Н, N, S) по глубине донных отложений представлено на Рис. 2. Интервал 200–400 см характеризуется более высокими содержаниями Н, N и более низкими S, P. Участок перехода между низкозольным и высокозольным сапропелем (595–605 см) маркируется резким увеличением P до 0.21%. Стоит отметить довольно высокие содержания S (1.87–2.78%) в сапропеле на фоне очень низких концентраций серы в продуцентах ОВ (> 0.2%).

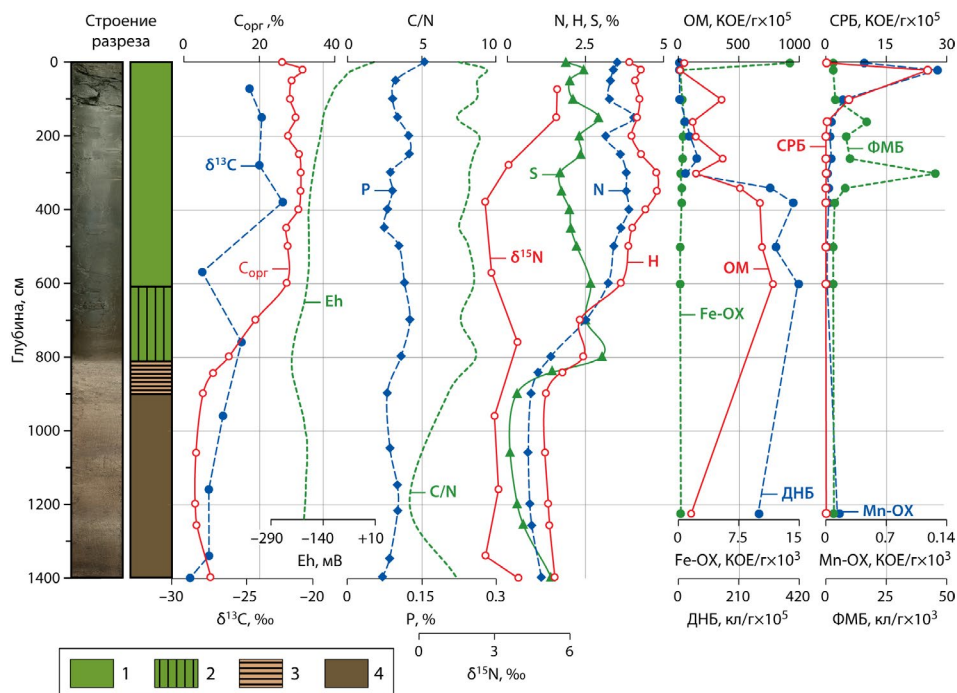


Рис.2. Распределение по разрезу Eh, основных биогенных элементов, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ и различных физиологических групп микроорганизмов. OM — органотрофные микроорганизмы, CPB — сульфатредуцирующие бактерии, Fe-OX — железоокисляющие, Mn-OX — марганецокисляющие микроорганизмы, ДНБ — денитрификаторы, ФМБ — фосфатмобилизирующие бактерии, КОЕ/г — колониеобразующие единицы на грамм, кл/г — клеток на грамм. Строение разреза: 1. низ-козольный сапропель; 2. высокозольный, карбонатный сапропель; 3. органо-минеральные отложения; 4. минеральный осадок.

Причиной высоких концентраций S в сапропеле может быть обогащение серой осадка в составе сульфидов железа (прежде всего пирита), а также осерение органической компоненты осадка в диагенезе. По данным СЭМ пирит (в виде фрамбоидов и отдельных кристаллов) был обнаружен по всему разрезу донных отложений.

С глубиной начинают доминировать восстановленные соединения серы: в составе сульфидов железа (FeS_2 , $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$), H_2S и т.д. (Рис. 3). В верхних, менее восстановленных интервалах донных отложений, там, где процессы бактериальной сульфатредукции менее интенсивны или менее продолжительны по времени, чем в более глубоких участках осадка, преобладающей формой серы являются ее окисленные формы: BaSO_4 , SO_4^{2-} , SO_3^{2-} , $\text{S}_4\text{O}_6^{2-}$ и т.д.

Отношение органического углерода к органическому азоту (C/N) по разрезу донных отложений косвенно (из-за неопределенности степени диагенетической трансформации ОВ) подтверждает генетическую связь ОВ осадков с исходным органическим материалом либо автохтонным — планктоном (4.5–10), либо аллохтонным — наземной и полупогруженной растительностью (12–40) (Леонова и др., 2019). Оз. Котокель характеризуется низкими значениями отношения C/N (Рис. 2), которые изменяются по 8-метровому разрезу планктоногенного сапропеля от 7.4 до 9.3 (среднее по разрезу — 8.2), что попадает в интервал значений C/N для байкальского фитопланктона (10) (Выхристюк, 1980).

В результате изучения послойного распределения различных физиологических групп микроорганизмов (органотрофных, сульфатредуцирую-

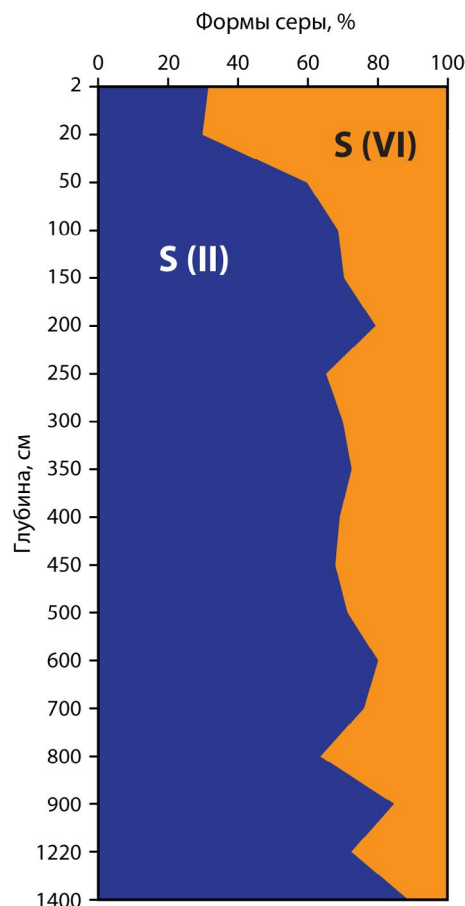


Рис.3. Распределение форм серы (%) по разрезу донных отложений.

щих, фосфатмобилизирующих, денитрифицирующих, железо- и марганцеокисляющих) по разрезу озерных отложений установлено, что их численность возрастает по глубине осадков, где при участии микроорганизмов происходит деструкция лабильных компонентов органического вещества (Рис. 2).

Самая высокая численность органотрофных бактерий (ОБ), использующих в качестве источников энергии и углерода широкий спектр органических соединений, отмечена в нижних интервалах донных отложений. Здесь же установлена максимальная численность денитрифицирующих бактерий (ДНБ), участвующих в процессах разложения белка и других органических соединений азота с образованием аммиака. В средних интервалах сапропеля (160–345 см) отмечается относительно высокая численность фосфатмобилизирующих бактерий (ФМБ), которые участвуют в минерализации фосфора, входящего в состав органических веществ. Здесь численность ФМБ составляет $5.3\text{--}45 \text{ КОЕ}^1/\text{г} \times 10^3$, минимальная же численность данной группы микроорганизмов наблюдается в самых верхних и нижних интервалах донных отложений — $0.05\text{--}0.9$ и $0.3\text{--}0.6 \text{ КОЕ}/\text{г} \times 10^3$ соответственно. По-видимому, характер распределения ФМБ по глубине разреза зависит от окислительно-восстановительных условий среды и степени доступности минеральных соединений фосфора.

Максимальная численность ($5.7\text{--}25.3 \text{ КОЕ}/\text{г} \times 10^3$) сульфатредуцирующих бактерий (СРБ) наблюдается в интервале 25–105 см, что может свидетельствовать об увеличении степени деструкции ОБ с глубиной, так как СРБ способны использовать только низкомолекулярное органическое вещество (Trudinger et al., 1972), прошедшее предварительную деградацию сложных органических молекул другими группами микроорганизмов, например, органотрофными бактериями (Иванов и Каравайко, 2004). Это означает, что слабо разложенное ОБ в верхних 20-см осадка не благоприятствует развитию СРБ, которые требуют более глубокой предварительной минерализации (деструкции) органического вещества. В целом, для сапропеля характерна довольно низкая численность СРБ, и, как следствие, невысокая интенсивность бактериальной сульфатредукции.

Группа железокисляющих (Fe-OX) и марганцеокисляющих бактерий (Mn-OX) в пресноводных водоемах участвует в процессах окисления Fe (II) до Fe (III) и Mn (II) до Mn (IV) при участии кислорода (Гранина, 2008; Юдович и Кетрис, 2014). Железокисляющие и марганцеокисляющие микроорганизмы активно развиваются только в самых верхних интервалах донных отложений, где их максимальная численность составляет до 14825 и 1320 КОЕ/г осадка соответственно. Основными факторами, влияющими на численность и распределение Fe-OX и Mn-OX бактерий, являются, прежде всего, окислительно-восстановительные условия среды, а также содержание органического вещества и наличие растворенных форм Fe и Mn в поровых водах.

О степени преобразования органического вещества осадка микроорганизмами в процессе диагенеза свидетельствует изменение изотопного состава углерода и азота (Рис. 2). Установлено облегчение $\delta^{13}\text{C}$ по глубине разреза донных отложений с -22.15‰ до -28.77‰ . Облегчение изотопного состава углерода является следствием изотопного фракционирования в результате деятельности микроорганизмов-редуцентов (Юдович и Кетрис, 2010), основными продуктами жизнедеятельности которых является углекислый газ и метан с легким $\delta^{13}\text{C}$. Следовательно, облегчение изотопного состава углерода подтверждает активные микробные процессы в донных отложениях, изменяющие исходный состав органического вещества в результате его анаэробного разложения. Утяжеление изотопного состава азота, согласно (Robinson, 2001), верхних интервалов донных отложений свидетельствует о довольно интенсивном круговороте азота и его «высокой» потери из состава ОБ, что приводит к росту $\delta^{15}\text{N}$.

Таким образом, сравнение численности различных групп микроорганизмов и характера изменения изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ выявили следующее: процессы круговорота азота, а также углерода, в донных отложениях оз. Котокель проходят более активно, чем серы, что в целом характерно для большинства пресноводных водоемов (Гранина, 2008; Юдович и Кетрис, 2011).

4. Заключение

Верхние 8 м осадочной толщи оз. Котокель представлены планктогенным сапропелем, который характеризуется небольшими значениями отношения C/N (7.4–9.3), что маркирует автохтонную компоненту в составе органического вещества (фитопланктон, бактерии). Cyanobacteria являются основным источником автохтонного органического вещества на протяжении всего периода формирования сапропелевых отложений (0–810 см). Отмечается рост восстановленных форм серы S (II) по глубине донных отложений. Численность различных физиологических групп микроорганизмов также возрастает с глубиной, где при их участии происходит деструкция лабильных компонентов ОБ. Увеличение численности сульфатредуцирующих бактерий в интервале 25–105 см свидетельствует о росте степени деструкции органического вещества, т.к. данные микроорганизмы способны использовать только низкомолекулярное ОБ, прошедшее предварительную деградацию сложных органических молекул. Изменение изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ (облегчение) и $\delta^{15}\text{N}$ (утяжеление) подтверждает активные микробные процессы, изменяющие исходный состав органического вещества в результате его анаэробного разложения в процессе раннего диагенеза.

¹ Колониеобразующая единица

Благодарности

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 11-05-00655 А и № 18-35-00072 мол.а. Работа выполнена по государственному заданию Института геологии и минералогии СО РАН (проект № 122041400193-7) в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В. и др. 2011. Палинологическое исследование донных отложений озера Котокель: (район озера Байкал). Геология и геофизика 52(4): 586–595.

Белкина Н.А. 2003. Изменение процессов окислительно-восстановительного диагенеза донных отложений Онежского и Ладожского озер под воздействием антропогенных факторов: автореф. дис. канд. геогр. наук, Санкт-Петербург, Россия.

Выхристюк Л.А. 1980. Органическое вещество донных осадков Байкала. Новосибирск: Наука.

Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (транс-океанский профиль). 1980. В: Остроумов Э.А. (ред.). Москва: Наука.

Гранина Л.З. 2008. Ранний диагенез донных осадков озера Байкал. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео».

Иванов М.В., Каравайко Г.И. 2004. Геологическая микробиология. Микробиология 73 (5): 581–597.

Леонова Г.А., Копотева Т.А., Меленевский В.Н. и др. 2019. Методический подход к выявлению источников и генезиса захороненного органического вещества в голоценовых разрезах озерных сапропелей (юг Западной Сибири и Восточное Прибайкалье). Геология и геофизика 60(11): 1602–1626.

Логвиненко Н.В. 1980. Морская геология. Ленинград: Недра.

Намсараев Б.Б., Земская Т.И. 2000. Микробиологические процессы круговорота углерода в донных осадках озера Байкал. Новосибирск: Изд-во СО РАН филиал «Гео».

Озеро Котокельское: природные условия, биота, экология. 2013. В: Пронин Н.М., Убугунов Л.Л. (Отв. ред.). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН.

Погодаева Т.В., Земская Т.И., Голобокова Л.П. и др. 2007. Особенности химического состава поровых вод донных отложений различных районов озера Байкал. Геология и геофизика 48 (11): 1144–1160.

Холодов В.Н. 2006. Геохимия осадочного процесса. Москва: ГЕОС.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. 2010. Соотношения изотопов углерода в стратисфере и биосфере: четыре сценария. Биосфера 2 (2): 231–246.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. 2011. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. 2014. Геохимия марганца. Сыктывкар: Геопринт.

Emerson S. 1976. Early diagenesis in anaerobic lake sediments: chemical equilibria in interstitial waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40 (8): 925–934.

Kostrova S.S., Meyer H., Chaplignin B. et al. 2012. Holocene oxygen isotope record of diatoms from Lake Kotokel (southern Siberia, Russia) and its palaeoclimatic implications. *Quaternary International* 290/291: 21–34.

Leonova G.A., Maltsev A.E., Melenevsky V.N. et al. 2019. Diagenetic transformation of organic matter in sapropel sediments of small lakes (southern West Siberia and eastern Transbaikalia). *Quaternary International* 524: 40–47.

Robinson D. 2001. $\delta^{15}\text{N}$ as an integrator of the nitrogen cycle. *Trends in Ecology & Evolution* 16: 153–162. DOI: [10.1016/S0169-5347\(00\)02098-X](https://doi.org/10.1016/S0169-5347(00)02098-X)

Trudinger P.A., Lambert I.B., Skyring G.W. 1972. Biogenic sulfide ores: a feasibility study. *Economic Geology* 67(8): 1114–1127.