



RUSSIAN
JOURNAL *of*
EARTH SCIENCES

Vol. 24
Issue 5



METHANE IN THE WATER COLUMN OF THE GDANSK DEEP (BALTIC SEA): SEASONAL AND VERTICAL VARIABILITY

M. O. Ulyanova^{1,2*}  and A. O. Korneeva^{1,2}

¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

²Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia

* **Correspondence to:** Marina Ulyanova, marioches@mail.ru

Abstract: The study of the vertical distribution of methane dissolved in water and related parameters (water temperature and salinity, dissolved oxygen concentration) was carried out in 2021–2023 at the offshore carbon supersite Rosyanka in the Gdansk Deep of the Baltic Sea. Measurements with such frequency (a total of 16 surveys) were carried out in the region for the first time. Methane concentrations varied over a fairly wide range (0.000–1.122 $\mu\text{mol/L}$), and increased with depth, which is a typical distribution for the Baltic Sea and is associated with the vertical stratification of the water column. Single maximum values were characteristic of the layer extending from the bottom to the upper boundary of the halocline, which indicates the flow of methane from bottom sediments into the water column. In the near-surface layer (5–15 m), a weakly pronounced peak in methane concentrations was observed, which is a manifestation of the “oceanic methane paradox”. No pronounced seasonality was detected in the vertical distribution of dissolved methane; the correlation between temperature, salinity, oxygen, and methane content turned out to be low.

Keywords: dissolved methane, carbon supersite, thermohaline conditions, hypoxia.

Citation: Ulyanova, M. O., and A. O. Korneeva (2024), Methane in the Water Column of the Gdansk Deep (Baltic Sea): Seasonal and Vertical Variability, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5001, EDN: RPYLFX, <https://doi.org/10.2205/2024es000938>

Introduction

According to [IPCC, 2023], global surface temperature in 2011–2020 was around 1.1 °C higher than in 1850–1900 (1.09 [0.95–1.20] °C), with larger increases over land (1.59 [1.34–1.83] °C) than over the ocean (0.88 [0.68 up to 1.01] °C). The observed warming is caused by human activity: warming from greenhouse gases, dominated by carbon dioxide and methane, is partially masked by aerosol cooling.

Many environmental changes caused by past and future greenhouse gas emissions are irreversible on timescales of centuries and millennia, especially in the ocean, ice sheets, and global sea level. Ocean acidification, ocean oxygen loss, and global average sea level will continue to rise into the 21st century at rates dependent on future emissions. Issues related to reducing anthropogenic greenhouse gas emissions and climate conservation occupy an important place on the agenda of most world powers, including the Russian Federation, which was documented through the adoption of the Paris Agreement [Voigt, 2023]. The market for greenhouse gas emission quotas, which emerged after the entry into force of the Kyoto Protocol, provides for taking into account not only emissions, but also carbon absorption (sequestration), which allows Russia to enter it as a supplier of carbon units. In this regard, in 2021, a network of so-called carbon supersites is being created in Russia to develop and test technologies for monitoring the carbon balance, as well as assessing the state of natural systems, the quality of water resources and other parameters [Bashirova et al., 2023].

At the end of the last century, the main sources of atmospheric methane were the following [Heilig, 1994]: emissions as a result of anaerobic decomposition in 1) natural wetlands; 2) rice fields; 3) emissions from livestock production systems (including internal fermentation and animal waste); 4) biomass burning; 5) anaerobic decomposition of

RESEARCH ARTICLE

Received: 16 February 2024

Accepted: 16 October 2024

Published: 23 October 2024

Copyright: © 2024. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

organic waste in landfills; and 6) fossil methane emissions from fossil fuel exploration and transportation. In the modern world, the problem of global climate change cannot be solved without quantitative assessments of methane flow from the ocean. According to various estimates, the effective contribution of methane flux from the ocean surface to global emissions ranges from 0.005 to 3% [Cicerone and Oremland, 1988; Conrad and Seiler, 1988; Reeburgh, 2007b; Kirschke et al., 2013] or from 5 to 25 million tons/year [Saunio et al., 2016; Weber et al., 2019; Bange et al., 1994]. Discrepancies in flux estimates may be due to insufficient knowledge of the biogeochemical cycle of methane in the ocean [Lein and Ivanov, 2009]. In the last quarter of the 20th and first quarter of the 21st centuries, methane research developed mainly in two directions: assessment of distribution in the main ocean reservoirs – bottom sediments and water, as well as the development of molecular biological and isotope methods.

This study aims to study the variability (monitoring) of the vertical distribution of methane in the water column in the south-eastern part of the Baltic Sea in 2021–2023. In 2021, the offshore site of the Rosyanka carbon supersite was opened [Bukanova et al., 2022], where research was carried out.

Study area

The carbon supersite is located in the territorial waters of the Russian Federation, the sea depth is 64–87 m, and the area is influenced by the flow of the largest river in the region Vistula, as well as in close proximity to the outflow of the Kaliningrad Lagoon and the Pregolya River. The location of the offshore carbon supersite in the South-Eastern Baltic Sea (Figure 1) is determined by the following factors:

- an unprecedentedly high level of water eutrophication, and, as a consequence, high rates of primary bioproduction and phytoplankton biomass [Kudryavtseva and Aleksandrov, 2019]. On a global scale, a pronounced regional maximum in CO₂ sequestration due to photosynthesis is observed in the Baltic Sea. The intensity of photosynthesis is highest in the southern part of the sea, where the offshore site of the carbon supersite is located [Mosharov et al., 2022, 2024];
- closeness of the gassy sediments area which influences the methane distribution in the water;
- transboundary of the sea and high anthropogenic load [Ulyanova and Danchenkov, 2016].

The semi-closeness of the Baltic Sea and the episodic influx of salty North Sea waters through the Danish Straits [Mohrholz, 2018] lead to significant stratification of the water column (warm and fresh surface waters, cold and fresh intermediate waters, cold and salty bottom waters, as well as two transitional water masses [Rak, 2016; Krechik et al., 2017] and limited vertical mixing. The development of a noticeable redox shift (from oxygen to sub- or anoxic conditions) and the formation of biogeochemical conditions for the existence of methanogenic bacteria and anaerobic oxidation of methane is typical for the Baltic deep basins [Nausch et al., 2016; Kanapatskiy et al., 2022]. The Gdansk Deep is characterized by the occurrence of periods of stagnation of water, which are renewed during large Baltic inflows (Major Baltic inflow) of salty, oxygenated water from the North Sea [Elken, 1996; Piechura and Beszczynska-Moller, 2003; Markus Meier, 2007]. Surface sediments of the Gdansk Deep, located in predominantly stagnant conditions, have been studied from the point of view of the distribution of organic matter and diagenesis processes. In the center of the Gdansk Deep, geochemical studies of pore waters and seismoacoustic studies of the seafloor reveal large areas with high concentrations of dissolved and free gas occurring in an organic-rich layer of post-glacial sediments [Majewski and Klusek, 2011; Brodecka et al., 2013; Ulyanova et al., 2013; Jaśniewicz et al., 2018]. Methane, being part of the organic carbon cycle, participates in biogeochemical processes occurring in silty sediments. The relevance of studying areas of distribution of gas-saturated sediments is due to their important role as a source of methane as a greenhouse and media-forming gas for the water column and atmosphere.

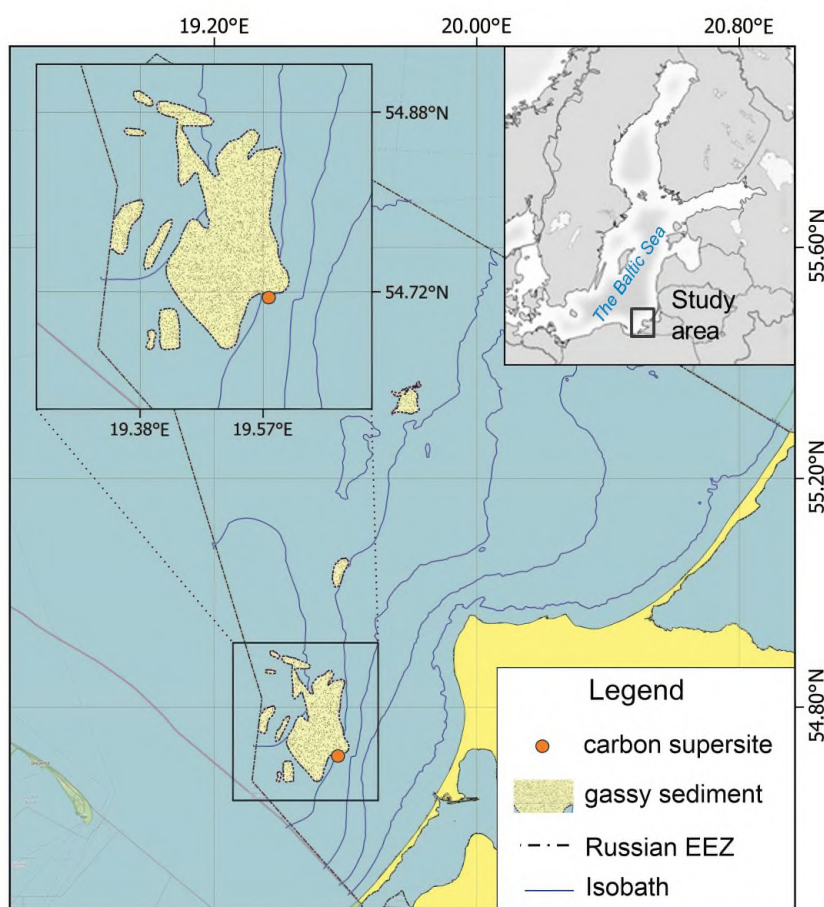


Figure 1. Scheme of the monitoring station (carbon supersite) location in the South-Eastern part of the Baltic Sea. Isobaths are lined every 20 m.

The high productivity of the South-Eastern Baltic Sea waters, combined with a significant supply of allochthonous organic matter [Mosharov *et al.*, 2022], promotes intense microbial processes of destruction of organic matter in the sediments. The terminal phase of decomposition of organic matter under anaerobic conditions with the participation of sulfate reducers and methanogens is accompanied by the formation of a significant amount of biogases – hydrogen sulfide and methane [Geodekyan *et al.*, 1989, 1990]. In the Gdansk Basin, the area of silts with contents of more than 1% (up to 5% in the surface horizon 0–5 cm) of Corg is confined to silts of Gdansk Deep [Emelyanov, 2002].

The Baltic Sea is among the seas with the fastest warming in the world in recent decades. Linear trends of seasonal and interannual sea surface temperature increase for 2003–2012 in the open part of the South–Eastern Baltic is estimated at a rate of 0.70 ± 0.27 °C/decade [Bukanova *et al.*, 2015] and 0.01 °C/year for 2005–2019 [Stont *et al.*, 2015, 2020]. These changes affect biogeochemical conditions, such as euxinic areas (lack of oxygen and increased levels of free hydrogen sulfide), as well as pelagic and bottom marine ecosystems, where methane conversion processes are active.

Two barriers limiting the release of greenhouse gases from marine basins are anaerobic and aerobic oxidation in sediments and the water column [Reeburgh, 2007a,b] and limited vertical mixing in the density gradient zone, which often leads to the accumulation of gases in deeper parts of the water column [Gentz *et al.*, 2014]. The latter barrier is especially important in the highly stratified Gdansk Deep [Jakobs *et al.*, 2014].

Materials and methods

The research was carried out at station located in coordinates 54°43.20' N, 19°34.80' E in different seasons 2021–2023 (Table 1). Each survey included vertical hydrophysical sounding and water sampling.

Table 1. Surveys dates

2021	2022	2023
28.04.2021	02.03.2022	26.04.2023
30.06.2021	28.04.2022	09.05.2023
29.08.2021	28.06.2022	10.07.2023
01.10.2021	12.07.2022	16.08.2023
30.10.2021	23.08.2022	22.11.2023
	05.11.2022	20.12.2023
	24.12.2022	

Vertical hydrophysical sounding (temperature, salinity, pressure) was carried out each survey using SonTek CastAway and Sea&Sun Technology CTD 90M probes.

Water sampling from various horizons (0, 2.5, 5, 7.5, 10, 15, 20, 25, 30, above thermocline, under thermocline/above halocline, under halocline, 10 m above bottom, 4 m above bottom, 1 m above bottom) was carried out using a 5-liter Niskin bottle. Total number of samples was 200 probes. Samples for dissolved gases were taken immediately after lifting the bottle aboard the vessel. The sampling discreteness for oxygen determination did not always coincide with the sampling discreteness for methane. Determination of the concentration of dissolved oxygen was carried out by the Winkler titrimetric method using a manual titrator-dispenser Aquilon ATP-1D. To determine methane, water was poured through a silicone tube into penicillin vials with a volume of 25–30 ml, with a fixative (dry KOH) previously placed in them to suppress microbial processes. Then, using a special plexiglass dispenser, the same volume of water (3 ml) was squeezed out of the vial, and closed with a gas-tight butyl rubber stopper and rolled with an aluminum lid. The gas phase in head-space consisted of air. Samples in penicillin vials were stored upside down and transported to the coastal laboratory at a temperature of +4 °C. Gas components in seawater samples were determined on a Crystallux–4000M chromatograph using the phase-equilibrium degassing method, the so-called headspace analysis [Bolshakov and Egorov, 1987]. The measurement of methane content on a gas chromatograph is performed with an error of 2%. A standard sample of artificial gas mixture in helium was used for calibration.

Results

Interannual vertical variability of dissolved methane concentrations 2021

The following methane concentrations were measured in 2021: min 0.000, max 0.173, median 0.002 $\mu\text{mol/L}$. In April, the distribution of methane in the 0–25 m layer was generally uniform (Figure 2). At a horizon of 10–15 m, a slight increase in gas concentration to 0.003 $\mu\text{mol/L}$ was noted. In the near bottom layer, the methane concentration increased by an order of magnitude – to 0.087 $\mu\text{mol/L}$. In June, the vertical distribution of methane was typical for the open sea: a minimum value of 0.001 $\mu\text{mol/L}$ was observed at the surface, and with increasing depth there was an increase up to a maximum at the horizon of 15 m (0.005 $\mu\text{mol/L}$); in the near bottom water, methane concentrations reached 0.032 $\mu\text{mol/L}$ at a depth of 4 m above the bottom and 0.173 $\mu\text{mol/L}$ directly above the bottom. In August, a pronounced peak of methane was noted in the near bottom layer (0.069 $\mu\text{mol/L}$), and at a horizon of 10 m another “mini” peak was recorded – 0.002 $\mu\text{mol/L}$. The distribution of methane on October 1 was atypical: the maximum (0.151 $\mu\text{mol/L}$) was observed not near the bottom, but above the halocline (51 m horizon). Concentrations in

the upper quasi-homogeneous layer were minimal, with the exception of a slight peak at 5 m ($0.001 \mu\text{mol/L}$). At the end of October, the minimum for the entire research period was recorded – $0.0002 \mu\text{mol/L}$ at a horizon of 15 m; high concentrations were again found above the bottom ($0.136 \mu\text{mol/L}$). In November, maximum was observed near the bottom ($0.133 \mu\text{mol/L}$), caused by the flux of methane from the sediments; at overlying horizons, methane concentrations changed slightly.

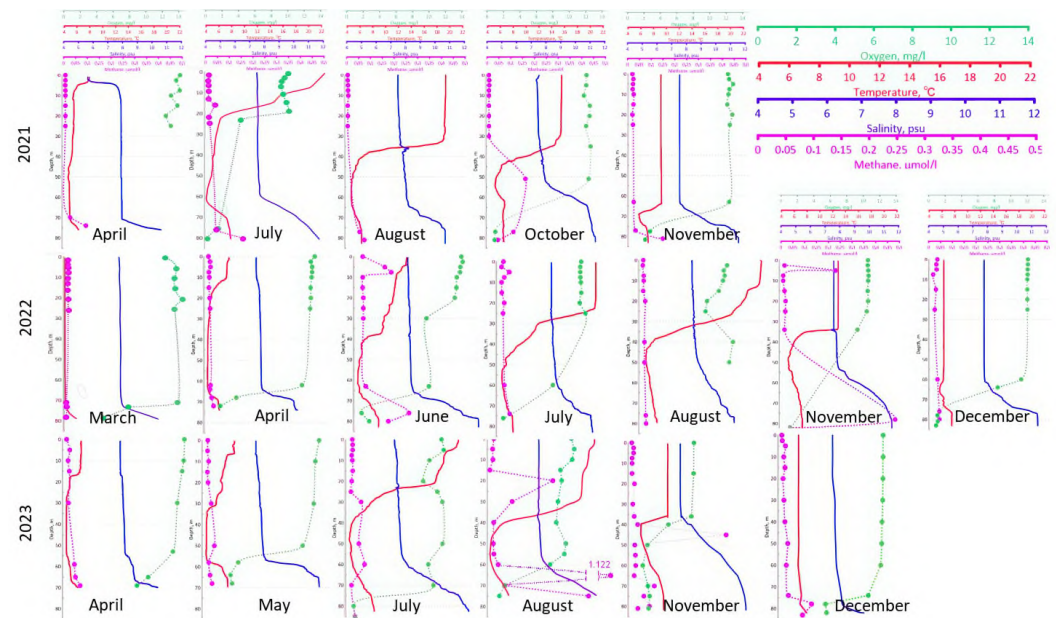


Figure 2. Vertical distribution of temperature, salinity, concentrations of dissolved oxygen and methane at the carbon supersite in 2021–2023.

2022

The following methane concentrations were measured in 2022: min 0.002 , max 0.465 , median $0.013 \mu\text{mol/L}$. In March, methane concentrations changed slightly, from $0.009 \mu\text{mol/L}$ at a horizon of 7.5 m to $0.018 \mu\text{mol/L}$ 10 m above the bottom (see Figure 2). This homogeneous distribution is likely caused by active mixing, cooling and decreased biological activity characteristic of the upper quasi-homogeneous layer, which extended to a depth of 70 m in March (see text below). No subsurface peak was detected. In April, the methane profile was also quite uniform, methane concentrations changed slightly, from 0.004 at the sea surface to $0.025 \mu\text{mol/L}$ at a horizon of 72 m. The upper quasi-homogeneous layer extended to a horizon of 60 m, deeper than which there was an increase in methane concentrations. At the beginning of June, the distribution of methane changed – two characteristic peaks appeared. The first was in the subsurface horizon up to 7.5 m, where the concentration gradually increased by almost an order of magnitude from 0.023 at the surface to $0.140 \mu\text{mol/L}$ at a horizon of 7.5 m. The reason for the increased concentrations here may be the vital activity of zooplankton. Deeper, the concentration is distributed uniformly up to 75 m, where a second peak is recorded – $0.213 \mu\text{mol/L}$, separated from the bottom by 4 m, which can be explained by the supply of gas from the sediments. In July, two peaks were also identified at approximately the same horizons, however, less pronounced than in June. Methane concentrations varied from 0.007 at the sea surface to $0.04 \mu\text{mol/L}$ 4 m above the bottom. In August, concentrations varied within the range of 0.002 – $0.016 \mu\text{mol/L}$. The maximums are insignificantly expressed. In November, the distribution of methane was characterized by a significant spread of concentrations. Two high (an order of magnitude different from the rest) concentrations of dissolved methane were recorded – at the horizon of 5 m ($0.220 \mu\text{mol/L}$) and 4 m from the bottom ($0.465 \mu\text{mol/L}$). The peak of methane concentration in the near bottom layer was separated

from the bottom by 4 m, which may indicate its advective transport. On September 26th, 2022, the detonations at the gas pipelines Nord Stream 1 and 2 in the Bornholm Deep resulted in some of the largest non-natural releases of methane known. Detected methane concentrations up to 4 orders of magnitude above the natural Baltic Sea background [Abrahamsson *et al.*, 2024]. However the possibility of detonations influence at methane concentration in the Gdansk Deep is unlikely. The model simulation showing a primarily westward transport from the northern explosion sites, and an eastward transport from the southern one [Abrahamsson *et al.*, 2024]. The distance from the detonations location and our monitoring point is large (about 300 km), and the Slupsk Furrow which connects the Bornholm and Gdansk Basins is shallower than these basins so it prevents the free exchange of near-bottom water between the basins. In December, the concentration changed very little and (as in March–April) had a fairly uniform vertical distribution. Concentrations were high at the sea surface (0.022 $\mu\text{mol/L}$). No pronounced maximum was observed in the bottom layer.

2023

The following methane concentrations were measured in 2023: min 0.002, max 1.122, median 0.018 $\mu\text{mol/L}$. In April, the concentration of dissolved methane varied from 0.002 at the sea surface to 0.056 $\mu\text{mol/L}$ at the bottom (see Figure 2). At horizons of 5 and 15 m a weak peak was observed (0.013–0.015 $\mu\text{mol/L}$). In May, the maximum value was in the layer above the halocline – 0.035 $\mu\text{mol/L}$, after which there was a decrease in concentration 10 m from the bottom, followed by a gradual increase. The minimum value was in the surface layer. In July, the maximum of dissolved methane was again observed above the halocline (60 m horizon, 0.064 $\mu\text{mol/L}$), exceeding the concentrations at the bottom by more than twice. In August, the annual maximum methane concentration was recorded at two horizons: 20 m (above the thermocline) and under halocline 65 m (0.258 and 1.122 $\mu\text{mol/L}$ respectively). The layer of near bottom hypoxia (oxygen concentration 1.2–1.8 mg/L) extended to a horizon of 68 m. In November, methane concentrations dropped sharply again. Against this background, a maximum (0.394 $\mu\text{mol/L}$) stands out in the upper part of the anomalously elevated halocline (to a depth of 35 m). In December, against a generally low background, a small near-bottom maximum in methane concentration coincided the upper border of the halocline which reached anomaly depth – 75 m. Most possible it was caused by observed incidents of deep convection above the steep southern slope of the Gdansk Deep.

The vertical distribution of methane dissolved in water varied over a fairly wide range – from 0.000 (25 m horizon in June 2021, several horizons in 0–30 m layer in August and October 2021, and August 2022) to 1.122 (under halocline 65 m in August 2023) $\mu\text{mol/L}$. In accordance with other studies [Bange *et al.*, 2010; Schmale *et al.*, 2010; Ma *et al.*, 2020], we found that methane concentrations generally increased with depth, indicating a predominant release of methane from bottom sediments into the water column. However, a weak peak in methane concentration distribution was observed in the near-surface layer (5–15 m).

Relationship with hydrological and hydrochemical parameters

The bottom layer is characterized by euxinic conditions below the halocline (65–75 m), i.e. there is a lack of oxygen and an increased level of free hydrogen sulfide [Ulyanova *et al.*, 2022a,b, 2023]. Euxine basins are often highly stratified, with an oxygenated, highly productive thin surface layer and anoxic sulfide bottom water. According to the data obtained, in all surveys below the halocline, the oxygen concentration decreased with depth, while the amount of methane increased in the bottom layer (see Figure 2), which indicates a large-scale flux of methane from the sediment into the water [Thießen *et al.*, 2006; Laier and Jensen, 2007]. Microbial methanogenesis by methanogenic archaea directly in the euxinic water of the bottom layer cannot be ruled out, however, previous studies of sediments in the study area showed that the intensity of methane oxidation in the mud was

significantly higher than methanogenesis, which is possible due to the additional supply of methane from the underlying sedimentary horizons [Pimenov *et al.*, 2010]. In general, the distribution of dissolved oxygen and methane depends significantly on vertical density stratification, controlled by salinity distribution. Stratification of the water prevented upward mixing of methane-rich waters. In the Baltic Sea, the flux of methane from deep layer to the sea surface is strongly hindered by microbial oxidation of methane in the transition zone of oxygen/anoxic conditions below the constant halocline [Jakobs *et al.*, 2014; Berndmeyer *et al.*, 2013]. The minimum oxygen concentration was observed in the bottom layer, that is, it coincided with the layer of maximum methane concentrations. A noticeable change in the concentrations of dissolved gases most often coincided with a layer of salinity gradient.

The subsurface methane maximum (well expressed, for example, in June–July and November 2022) was not accompanied by a noticeable change in oxygen concentrations. The summer subsurface peak can be explained by the fact that at the carbon supersite, the food load of zooplankton on phytoplankton was maximum in the summer and was determined both by feeding activity and the dominance of large crustaceans with a filtration type of feeding [Mosharov *et al.*, 2022]. The maximum value of zooplankton biomass was determined in June, and it was significantly (5–14 times) higher than in other seasons. The integral values of biomass of primary production, chlorophyll *a*, bacterio- and phytoplankton were maximum in autumn.

For each survey, the correlation coefficients of methane with hydrological and hydrochemical parameters were calculated (Figure 3). A positive correlation is observed between methane and salinity, negative – with water temperature and dissolved oxygen concentration in most cases. December 2023 is interesting, when all three relationships had a high correlation, which is explained by the almost complete absence of vertical variability of all parameters caused by storm mixing (November–December 2023 were characterized by strong storms in the south-eastern Baltic) and convection. For some dates the correlation coefficients were low (up to ± 0.4), especially for methane and temperature, so they should not be taken into account.

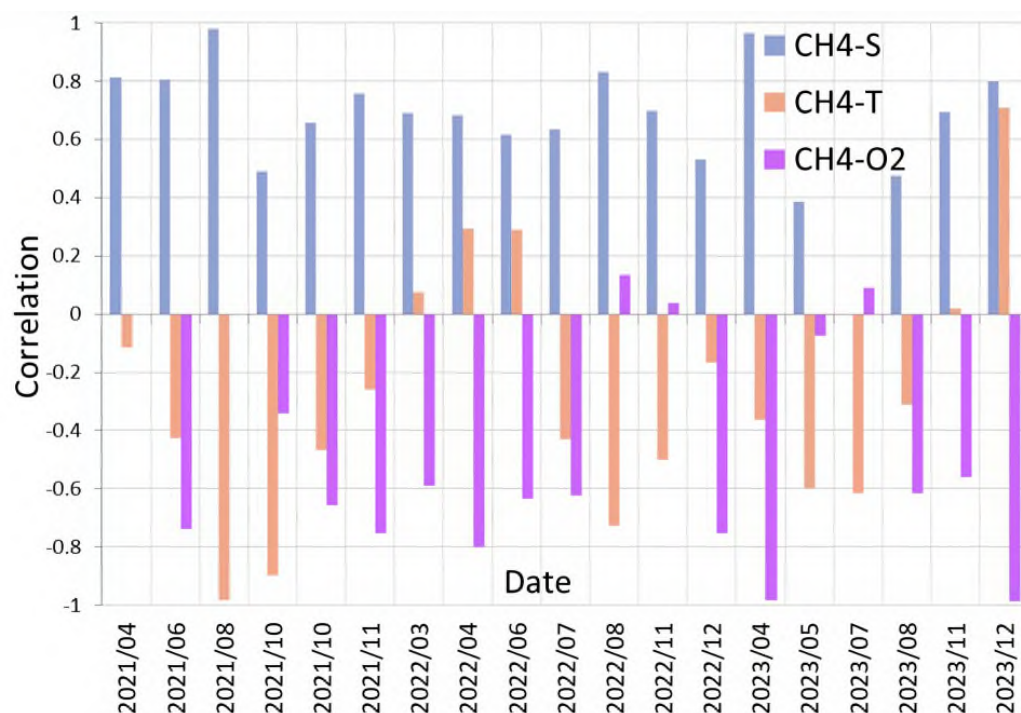


Figure 3. The correlation between methane, salinity, water temperature and dissolved oxygen.

Dissolved methane and temperature

When comparing the distribution of methane with hydrophysical parameters, it was revealed that most of the measurements occurred during the cold period, when the water temperature was below 10 °C. Increased methane concentrations tend to this temperature (Figure 4 upper). The relationship between methane concentrations and water temperature during the study period (2021–2023) is characterized by a weak linear relationship ($R^2 = 0.018$). The relationship is shown separately for the subsurface (0–5 m) with high temperature variability (3.5–21.7 °C) and near-bottom layer (near the bottom and bottom +4 m), which is less susceptible to the influence of synoptic variability.

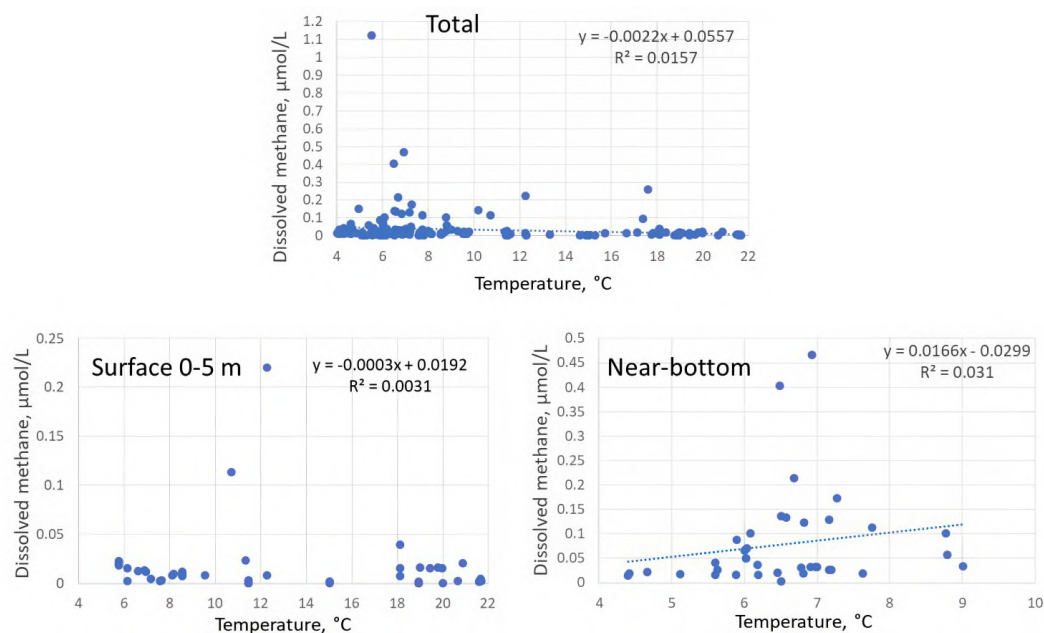


Figure 4. The relationship between methane and water temperature throughout the entire water column (upper), subsurface 0–5 m (left) and in the bottom layer (right).

Dissolved methane and salinity

Water salinity in the study area ranged from 5.6 to 12.0 psu, with most methane measurements occurring at 7–8 psu (Figure 5). The relationship between methane concentrations and salinity is characterized by a weak linear relationship ($R^2 = 0.082$). The relationship is shown separately for the near-bottom layer (near the bottom and bottom +4 m).

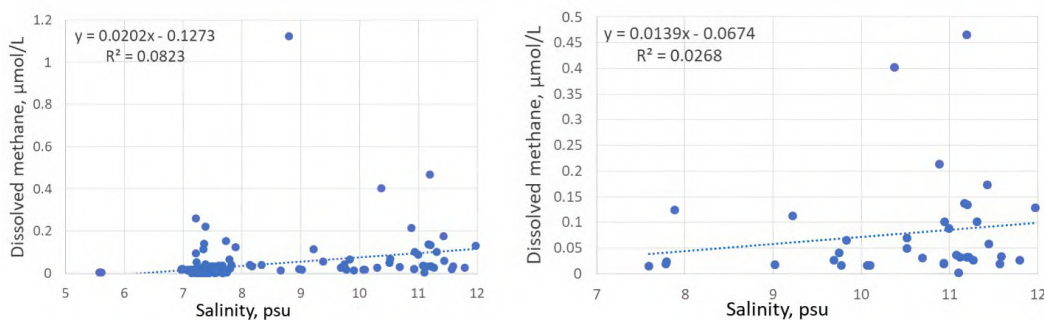


Figure 5. The relationship between methane and salinity throughout the entire water column (left) and in the bottom layer (right).

Dissolved methane and oxygen

Figure 6 shows that the relationship between the dissolved methane and oxygen concentrations is characterized by a weak linear relationship ($R^2 = 0.214$). The relationship is shown separately for the near bottom layer (near the bottom and bottom +4 m). Two groups are distinguished: most of the measured values fall into the group with high oxygen concentrations and low methane concentrations, which corresponds to the surface layer of the sea. High concentrations of methane at high concentrations of oxygen are most possible associated with “oceanic methane paradox” caused by the vital activity of phyto- or zooplankton in the subsurface layer or transport by subsurface currents. To reliably answer the question about the origin of methane in oxygenated water, it is necessary to study the isotopic composition of methane, since the isotopic structure of methane emitted by phytoplankton is clearly different from methane produced by methanogenic archaea [Klitzsch *et al.*, 2023]. The second group – suboxic conditions and low methane concentrations – manifests itself in the bottom layer below the halocline. Single high concentrations of methane here are associated with a maximum that is either directly above the bottom or is separated from the bottom by 4–6 m. In other areas of the Baltic Sea (for example, Kiel and Eckernförde bays) the correlation between dissolved oxygen and methane was significantly higher ($R^2 = 0.764$) and there was a seasonal shift in the $\text{CH}_4\text{--O}_2$ relationship associated with changes in water masses [Gindorf *et al.*, 2022]. It has been established that not only in bottom sediments, but also in water above gas emission points, a significant decrease in oxygen concentration can be observed [Malakhova *et al.*, 2021].

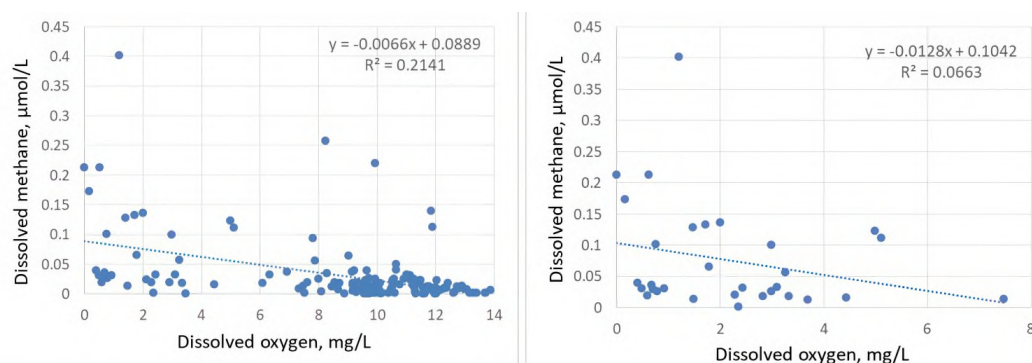


Figure 6. The relationship between methane and oxygen throughout the entire water column (left) and in the bottom layer (right).

The change in oxygen concentration in areas where methane seeps from sediments (silt sediments in the study area) occurs due to a combination of several processes: consumption for aerobic oxidation of methane by the microbial community; consumption for the oxidation of hydrogen sulfide, released both in the composition of bubble gas and as a result of fluid emission from gas-saturated sediments; the interchange of bubble gas components with dissolved oxygen in the water, and the subsequent removal of oxygen along with the bubble into the atmosphere.

Previously, in the study area, minimum oxygen concentrations were also observed at points with maximum (up to $0.48 \mu\text{mol/L}$) methane concentrations [Pimenov *et al.*, 2008]. For comparison, typical values of methane concentration in water in the shallow coastal waters of the Gdansk Basin (sea depth up to 50 m) were in the range of $0.008\text{--}0.040 \mu\text{mol/L}$ [Pimenov *et al.*, 2010].

In November 2021, August 2022 and May, July 2023, increased methane concentrations were observed below the thermocline. The strong influence of the thermohaline structure on the water column methane distribution has been shown both for seasonal and for daily dynamics studies [Malakhova *et al.*, 2024]. The formation of a thermocline in summer leads to the accumulation of a methane “reserve” below this upper density limit [Gülzow *et al.*, 2013]. Recent studies have revealed periodic accumulation of methane

in oxic waters just below the thermocline during the summer months [Jakobs *et al.*, 2014; Schmale *et al.*, 2017]. Stable carbon isotopes indicated a biogenic in situ origin of methane, while clonal sequences pointed to methanogenic archaea as potential producers [Schmale *et al.*, 2017]. However, the rate of methane production associated with zooplankton alone was not sufficient to fully explain the observed methane enrichment. Using the example of the Central Baltic Sea, it is shown that zooplankton contributes to the enrichment of methane in the subthermocline due to 1) direct methanogenesis in the digestive tract of copepods and/or 2) indirect participation in methane production due to the release of methane precursor substances into the water with subsequent microbial decomposition to methane outside bodies of copepods [Stawiarski *et al.*, 2019]. Calculations also showed that methane was consumed below the thermocline and was not transported to the upper sea, suggesting that other sources in the mixed layer are required to maintain the observed air-sea methane flux [Schmale *et al.*, 2017].

Vertical mixing directly affects the vertical transport of reduced compounds (e.g., iron II, manganese II, ammonia or methane) from the lower hypoxic layers towards the redox zone, where most of the methane is consumed by microbial consumption [Reissmann *et al.*, 2009; Jakobs *et al.*, 2014]. The halocline prevents the process of vertical mixing of the upper layer with the bottom layer, therefore, below the halocline, vertical transport is initiated by wind phenomena that excite several types of deep-sea movements (for example, internal waves). In addition, the intensity of vertical mixing can also be influenced by the proximity of the coast [Axell, 1998]. Thus, methane accumulates in a layer that is not subject to intense vertical mixing.

In addition to vertical mixing processes, methane distribution can potentially be influenced by variability in methanogenesis in sediments. The availability of organic matter is an important factor for methane formation. However, the seasonality of this influencing factor is not expressed, since in the upper meter layer, where sulfate ions are present and the process of sulfate reduction occurs, no significant methane formation occurs [Piker *et al.*, 1998]. Deep-water basins, in particular the Gdansk Basin, are characterized by high rates of transport of organic matter (formed by primary production and coastal erosion) into deep-water zones, where it is partially mineralized, thereby reducing the oxygen concentration in the water [Reissmann *et al.*, 2009]. Conditions of absence or deficiency of oxygen ($O_2 < 2 \text{ mL/L}$) in the deep-sea zone promote the burial of organic matter, and, consequently, the microbial formation of methane in sediments. In the hydrogen sulfide zone, areas of gas-saturated sediments with flows of dissolved methane directed into the water are unique oases of life due to the material and energy properties of methane for the microbial component, and in coastal oxidizing conditions, on the contrary, they are zones of inhibition.

Methane anomalies in oxic conditions are well known as the “oceanic methane paradox” [Reeburgh, 2007b]. Studies have shown that pelagic methane production in the presence of oxygen may result from the metabolism of methylated compounds (e.g., methylphosphonates [Karl *et al.*, 2008], dimethylsulfoniopropionate [Damm *et al.*, 2010]) or the activity of methanogenic archaea in the presence of photoautotrophs [Grossart *et al.*, 2011]. Methane production is associated with anoxic microniches within inorganic particles or fecal pellets [Karl *et al.*, 2008]. Mesozooplankton (copepods) can create a local anoxic microenvironment in the intestine [Tang *et al.*, 2011]. The rate of methane production by zooplankton depends on the type of organism and the diet of phytoplankton. These studies indicate that the above various mechanisms of methane formation should be considered significant as a source of methane in the aerobic layer of the water column.

Our data confirm that biogenic methane production in the oxygen-saturated layer is a common feature not only for the central part of the Baltic Sea during the summer period [Schmale *et al.*, 2017], but also for the southern part of the Gdansk Basin, where the carbon supersite is located.

Seasonal variability

Analyzing some statistical parameters of the distribution of all obtained methane measurements, it can be concluded that the seasonal course of methane distribution in the Gdansk Basin takes place. The maximum, both average ($0.048 \mu\text{mol/L}$) and absolute values were obtained in the summer (Table 2). Median values were the same in summer and winter ($0.016 \mu\text{mol/L}$), the minimum concentrations were observed in spring. For the surface layer, the maximum concentrations were observed in winter, the minimum – in spring and autumn.

Table 2. Seasonal statistic of methane concentrations ($\mu\text{mol/L}$)

	Spring		Summer		Autumn		Winter*	
	Total	Surface (0–1 m)	Total	Surface (0–1 m)	Total	Surface (0–1 m)	Total	Surface (0–1 m)
Number of measurements	40	4	80	7	64	4	32	3
Mean	0.015	0.004	0.048	0.011	0.037	0.004	0.023	0.015
Median	0.011	0.003	0.016	0.015	0.009	0.004	0.016	0.012
Minimum	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.010
Maximum	0.087	0.009	1.122	0.023	0.465	0.008	0.123	0.022

* A hydrological winter in the South-Eastern Baltic Sea includes December–March [Bernikova et al., 2007].

Maximum methane concentrations ($0.022 \mu\text{mol/L}$) in the surface layer (0–1 m) were observed in both June and December 2022 (Figure 7). However, in general, the surface layer in all seasons was characterized by minimum methane concentrations, with the exception of June 2022, when the minimum values were at a horizon of 10 m ($0.007 \mu\text{mol/L}$ at 10 m versus $0.015 \mu\text{mol/L}$ at 0 m). The bottom layer was characterized by a wide range of values: from 0.016 to $0.402 \mu\text{mol/L}$. High concentrations at the near bottom layer were observed in the summer and autumn of 2021, as well as in July 2022. In winter 2022, concentrations at the surface and at the bottom were comparable. In winter 2023 near bottom methane concentrations were an order of magnitude higher than at the surface which may be associated with the abnormal deep location of the halocline.

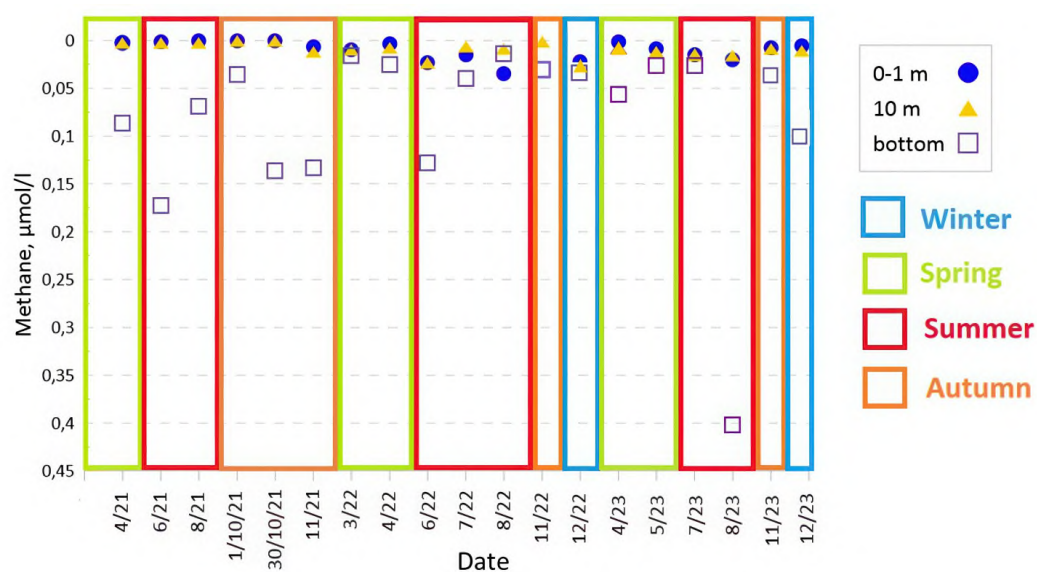


Figure 7. Seasonal variability of the distribution of methane dissolved in water in the surface (0–1 m), subsurface (10 m) and bottom layers.

It is known [Gindorf *et al.*, 2022] that within the upper 1 m of the water column there are methane concentration gradients, and the difference in concentrations between 0.1 and 1 m (difference in order) was greater than between 1 and 2 m (average difference between gradients ~ 1 nmol/L). The direction of the gradients varied: sometimes there were higher concentrations in the uppermost layer, in other cases there were increases with depth or intermediate maxima. Concentrations measured in Niskin bottle samples (1–2 m horizon) were generally higher than in surface samples (mean difference between bottle and surface sample concentrations: 1.2 ± 0.4 nmol/L). Thus, in our study, speaking about the surface layer, it can be assumed that the analyzed samples show a certain average concentration between the immediate subsurface layer (0–10 cm) and the surface layer (1 m), since the length of the bottle used for sampling was 0.5 m.

According to a study of the South-Western Baltic Sea, maximum methane concentrations were usually observed in October, at the end of seasonal hypoxia, favorable for microbial methane production. Due to the long anoxic period, significant accumulations of methane (0.6 $\mu\text{mol/L}$) in the bottom layer were observed in autumn [Ma *et al.*, 2020]. This is higher than the values obtained in this study, but the order of magnitude is the same. A study of the North-Eastern Baltic Sea (Estonian sea area sub-basins) the median highest concentrations in the upper layer were observed in April (0.008–0.014 $\mu\text{mol/L}$), and authors gave three possible reasons of methane concentrations variability: physically disturbed organic-rich sediments, river plumes, and upwelling were identified as processes causing hot spots of methane emission [Lainela *et al.*, 2024]. However in our case the upwelling is inappropriate as influencing factor as the depth of area is too deep. As well as river plumes – the site is far away from the coast. The high concentration of methane in bottom water is most likely the result of methanogenesis in anoxic sediments [Bange *et al.*, 2010], which produces gas that partially leaks into the water [Reindl and Bolatek, 2012; Donis *et al.*, 2017]. Summer stratification prevents methane from reaching the surface, and therefore it accumulates below the pycnocline. In the water column, methane is effectively oxidized, and only a small part of it reaches the surface layer [Steinle *et al.*, 2017].

Seasonal variability in the distribution of methane in water at the carbon supersite is observed, however not very pronounced. The same conclusion was made for some other indicators of the marine ecosystem of the study point. For example, the ratio of the integral (for the euphotic layer) biomass values of the main components of the marine biocenosis (phyto-, zoo- and bacterioplankton), which determine the formation of the flow of organic carbon particles, changed slightly throughout the year [Mosharov *et al.*, 2022]. While the parameters of the biological components themselves change significantly. In summer, organic carbon particles synthesized by phytoplankton practically do not form a downward flow, but remain within the upper active layer of water in the form of biomass and metabolites of bacterio- and zooplankton.

Ecotoxicological effect of high CH_4 concentrations

The zone of acute toxicity where fatal intoxication of a reliably recorded number of aquatic organisms within 2–4 days is inevitable, begins at a methane concentration level of about 45 $\mu\text{mol/L}$ and higher [Galchenko, 2001]. One of the latest studies of biomarkers revealed that the non-typical methane community species (mussel *Mytilus galloprovincialis*) was more sensitive to methane than to low oxygen concentration, supporting the effects of methane on the mussel's immune system [Kladchenko *et al.*, 2024]. The highest concentrations of methane at the carbon supersite was comparable to the biogeochemical threshold of ecological tolerance of hydrobionts for methane (0.45 $\mu\text{mol/L}$ (the same value is accepted as an approximate value of the maximum permissible concentration of dissolved methane in the marine environment [Mishukova *et al.*, 2007])). For comparison, the value of methane dissolved in water in the bottom layer (0.5–1 m from the bottom) in the Gdansk Basin above the pockmark and gas-saturated sediments was 0.22–0.67 $\mu\text{mol/L}$, which is comparable with this study and determines the bottom horizon water as a zone of threshold effects and environmental tolerance. In both the surface and bottom layers in 2022, according to the

results of summer, autumn and winter surveys for the Russian sector of the South-Eastern Baltic Sea (from shallow waters of 10 m up to depths of 110 m), methane concentrations varied in the range of 0.000–0.205 $\mu\text{mol/L}$ [Korneeva and Ulyanova, 2023]. Thus, in general, the distribution of methane in the carbon supersite corresponds to background values for the South-Eastern Baltic Sea.

Conclusion

Studies of dissolved in water methane and related parameters (water temperature and salinity, dissolved oxygen concentration) were carried out in all seasons in 2021–2023 at one point located in the Gdansk Deep of the Baltic Sea on the offshore carbon supersite Rosyanka. A total of 16 surveys were completed. Measurements with such frequency in the study are were performed for the first time.

The vertical distribution of dissolved methane in water varied over a fairly wide range – from 0 to 1.112 $\mu\text{mol/L}$. Methane concentrations increased with depth, which is a typical distribution for the sea and is associated with the vertical stratification of the water column. The layer from the bottom to the upper boundary of the halocline is the most saturated with methane: values above 0.1 $\mu\text{mol/L}$ accounted for about 5% of all measured values and occurred in the halocline and under it. Thus, the CH_4 flux from bottom sediments into the water column was predominant.

However, in the near-surface layer (5–15 m) a weakly pronounced peak in methane concentrations was observed (“oceanic methane paradox”). Most likely it is associated with biological processes.

Most of the measured values fall into the group with high oxygen and low methane concentrations, which corresponds to the surface layer of the sea. High concentrations of methane at high concentrations of oxygen are associated with the “oceanic methane paradox”. The second group is confined to the bottom layer with euxinic conditions and high methane concentrations – manifested in the bottom layer in and below the halocline. The lack of oxygen is the possible reason why the more saline near bottom waters were saturated with methane.

Some pronounced seasonality was detected in the vertical distribution of dissolved methane. The maximum, both average and absolute values were obtained in the summer, Median values were the same in summer and winter, the minimum concentrations were observed in spring. For the surface layer, the maximum concentrations were observed in winter, the minimum – in spring and autumn. A positive correlation was between methane and salinity, negative – with water temperature and dissolved oxygen concentration in most cases.

Acknowledgments. Hydrophysical conditions and oxygen content were analyzed with a support of the state assignment of IO RAS (Theme No. FMWE-2024-0025). The methane research was supported by the state task of the Ministry of Education and Science of the Russian Federation, topic No. FZWM-2024-0015 (IKBFU). The authors thank the staff of the IO RAS for providing primary hydrophysical data and determination of dissolved oxygen: V. Krechik, E. Bubnova, A. Muratova.

References

- Abrahamsson, K., E. Damm, G. Björk, et al. (2024), Methane plume detection after the 2022 Nord Stream pipeline explosion in the Baltic Sea, *Scientific Reports*, 14(1), <https://doi.org/10.1038/s41598-024-63449-2>.
- Axell, L. B. (1998), On the variability of Baltic Sea deepwater mixing, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C10), 21,667–21,682, <https://doi.org/10.1029/98JC01714>.
- Bange, H. W., U. H. Bartell, S. Rapsomanikis, and M. O. Andreae (1994), Methane in the Baltic and North Seas and a reassessment of the marine emissions of methane, *Global Biogeochemical Cycles*, 8(4), 465–480, <https://doi.org/10.1029/94GB02181>.

- Bange, H. W., K. Bergmann, H. P. Hansen, et al. (2010), Dissolved methane during hypoxic events at the Boknis Eck time series station (Eckernförde Bay, SW Baltic Sea), *Biogeosciences*, 7(4), 1279–1284, <https://doi.org/10.5194/bg-7-1279-2010>.
- Bashirova, L., V. Sivkov, M. Ulyanova, A. Gavrikov, and A. Artamonov (2023), Climate and environmental monitoring of the Baltic Sea: general principles and approaches, *Reliability: Theory & Applications. Special Issue*, 5(75), 164–171, <https://doi.org/10.24412/1932-2321-2023-575-164-171>.
- Berndmeyer, C., V. Thiel, O. Schmale, and M. Blumenberg (2013), Biomarkers for aerobic methanotrophy in the water column of the stratified Gotland Deep (Baltic Sea), *Organic Geochemistry*, 55, 103–111, <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2012.11.010>.
- Bernikova, T. A., V. F. Dubravin, H. N. Nagornova, and Z. I. Stont (2007), Climatic seasons of the Southern Baltic Sea, in *V International Scientific Conference "Innovations in Science and Education - 2007". Part 1*, pp. 53–55, KSTU, Kaliningrad (in Russian).
- Bolshakov, A. M., and A. V. Egorov (1987), On the use of the phase-equilibrium degassing technique in gasometric studies, *Oceanology*, 27(5), 861–862 (in Russian).
- Brodecka, A., P. Majewski, J. Bolałek, and Z. Klusek (2013), Geochemical and acoustic evidence for the occurrence of methane in sediments of the Polish sector of the southern Baltic Sea, *Oceanologia*, 55(4), 951–978, <https://doi.org/10.5697/oc.55-4.951>.
- Bukanova, T. V., Z. I. Stont, and O. A. Gushchin (2015), Variability of sea surface temperature in the South-East Baltic according to MODIS data, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 12(4), 86–96 (in Russian), EDN: UITZRP.
- Bukanova, T. V., E. S. Bubnova, and S. V. Aleksandrov (2022), Remote monitoring of the offshore site of the Rosyanka carbon polygon (the Baltic Sea): First results, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 19(6), 234–247, <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-6-234-247> (in Russian).
- Cicerone, R. J., and R. S. Oremland (1988), Biogeochemical aspects of atmospheric methane, *Global Biogeochemical Cycles*, 2(4), 299–327, <https://doi.org/10.1029/GB002i004p00299>.
- Conrad, R., and W. Seiler (1988), Methane and hydrogen in seawater (Atlantic Ocean), *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 35(12), 1903–1917, [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90116-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90116-1).
- Damm, E., E. Helmke, S. Thoms, et al. (2010), Methane production in aerobic oligotrophic surface water in the central Arctic Ocean, *Biogeosciences*, 7(3), 1099–1108, <https://doi.org/10.5194/bg-7-1099-2010>.
- Donis, D., S. Flury, A. Stöckli, et al. (2017), Full-scale evaluation of methane production under oxic conditions in a mesotrophic lake, *Nature Communications*, 8(1), <https://doi.org/10.1038/s41467-017-01648-4>.
- Elken, J. (1996), *Deep water overflow, circulation and vertical exchange in the Baltic Proper*, 91 pp., Estonian Mar. Inst., Tallinn.
- Emelyanov, E. M. (Ed.) (2002), *Geology of the Gdansk Basin. Baltic Sea*, 496 pp., Yantarny skaz, Kaliningrad (in Russian).
- Galchenko, V. F. (2001), *Methanotrophic bacteria*, 500 pp., GEOS, Moscow (in Russian).
- Gentz, T., E. Damm, J. Schneider von Deimling, et al. (2014), A water column study of methane around gas flares located at the West Spitsbergen continental margin, *Continental Shelf Research*, 72, 107–118, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.07.013>.
- Geodekyan, A. A., V. Y. Trotsyuk, V. I. Avilov, et al. (1989), New data on the methane content in modern sediments of the Baltic Sea, *Reports of the USSR Academy of Sciences*, 250(1), 160–164 (in Russian).
- Geodekyan, A. A., V. Y. Trotsyuk, and A. I. Blazhchishin (1990), *Geoacoustic and gas lithogeochemical studies in the Baltic Sea. Geological features of fluid flow discharge areas*, 164 pp., IO AN USSR, Moscow (in Russian).

- Gindorf, S., H. W. Bange, D. Booge, and A. Kock (2022), Seasonal study of the small-scale variability in dissolved methane in the western Kiel Bight (Baltic Sea) during the European heatwave in 2018, *Biogeosciences*, 19(20), 4993–5006, <https://doi.org/10.5194/bg-19-4993-2022>.
- Grossart, H.-P., K. Frindte, C. Dziallas, W. Eckert, and K. W. Tang (2011), Microbial methane production in oxygenated water column of an oligotrophic lake, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(49), 19,657–19,661, <https://doi.org/10.1073/pnas.1110716108>.
- Gülzow, W., G. Rehder, J. Schneider von Deimling, T. Seifert, and Z. Tóth (2013), One year of continuous measurements constraining methane emissions from the Baltic Sea to the atmosphere using a ship of opportunity, *Biogeosciences*, 10(1), 81–99, <https://doi.org/10.5194/bg-10-81-2013>.
- Heilig, G. K. (1994), The greenhouse gas methane (CH₄): Sources and sinks, the impact of population growth, possible interventions, *Population and Environment*, 16, 109–137.
- IPCC (2023), *Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 184 pp., IPCC, Geneva, Switzerland, <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>.
- Jakobs, G., P. Holtermann, C. Berndmeyer, et al. (2014), Seasonal and spatial methane dynamics in the water column of the central Baltic Sea (Gotland Sea), *Continental Shelf Research*, 91, 12–25, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.07.005>.
- Jaśniewicz, D., Z. Klusek, A. Brodecka-Goluch, and J. Bolałek (2018), Acoustic investigations of shallow gas in the southern Baltic Sea (Polish Exclusive Economic Zone): a review, *Geo-Marine Letters*, 39(1), 1–17, <https://doi.org/10.1007/s00367-018-0555-5>.
- Kanapatskiy, T. A., M. O. Ulyanova, T. R. Iasakov, O. V. Shubenkova, and N. V. Pimenov (2022), Microbial Processes of Carbon and Sulfur Cycles in Sediments of the Russian Sector of the Baltic Sea, in *The Handbook of Environmental Chemistry*, Springer Berlin Heidelberg, https://doi.org/10.1007/698_2021_818.
- Karl, D. M., L. Beversdorf, K. M. Björkman, et al. (2008), Aerobic production of methane in the sea, *Nature Geoscience*, 1(7), 473–478, <https://doi.org/10.1038/ngeo234>.
- Kirschke, S., P. Bousquet, P. Ciais, et al. (2013), Three decades of global methane sources and sinks, *Nature Geoscience*, 6(10), 813–823, <https://doi.org/10.1038/ngeo1955>.
- Kladchenko, E. S., E. S. Chelebieva, M. S. Podolskaya, et al. (2024), Shift in hemocyte immune parameters of marine bivalve *Mytilus galloprovincialis* (Lamarck, 1819) after exposure to methane, *Marine Pollution Bulletin*, 201, 116,174, <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2024.116174>.
- Klitzsch, T., H. Geisinger, A. Wieland, et al. (2023), Stable Carbon Isotope Signature of Methane Released From Phytoplankton, *Geophysical Research Letters*, 50(12), <https://doi.org/10.1029/2023GL103317>.
- Korneeva, A. O., and M. O. Ulyanova (2023), Methane concentrations in the surface and bottom water layers in the southeastern part of the Baltic sea in summer, autumn and winter seasons of 2022, in *Proceedings of the All-Russian Scientific and Practical Conference "Hydrometeorology and Atmospheric Physics: Modern Achievements and Development Trends"*, pp. 300–302, Publishing and Printing Association of Higher Education Institutions, St. Petersburg (in Russian), EDN: SEMUJW.
- Krechik, V. A., M. V. Kapustina, E. S. Bubnova, and V. A. Gritsenko (2017), Abiotic conditions of bottom waters in the Gdansk deep of the Baltic sea in 2016, *Scientific notes of the RGGMU*, 48, 186–194 (in Russian), EDN: ZWUOPX.
- Kudryavtseva, E. A., and S. V. Aleksandrov (2019), Hydrological and Hydrochemical Underpinnings of Primary Production and Division of the Russian Sector in the Gdansk Basin of the Baltic Sea, *Oceanology*, 59(1), 49–65, <https://doi.org/10.1134/S0001437019010077>.
- Laier, T., and J. B. Jensen (2007), Shallow gas depth-contour map of the Skagerrak-western Baltic Sea region, *Geo-Marine Letters*, 27(2–4), 127–141, <https://doi.org/10.1007/s00367-007-0066-2>.

- Lainela, S., E. Jacobs, S. Stoicescu, G. Rehder, and U. Lips (2024), Seasonal dynamics and regional distribution patterns of CO₂ and CH₄ in the north-eastern Baltic Sea, *Preprint egusphere-2024-598*, <https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-598>.
- Lein, A. Y., and M. V. Ivanov (2009), *Biogeochemical cycle of methane in the ocean*, 546 pp., Nauka, Moscow (in Russian), EDN: QKIMET.
- Ma, X., M. Sun, S. T. Lennartz, and H. W. Bange (2020), A decade of methane measurements at the Boknis Eck Time Series Station in Eckernförde Bay (southwestern Baltic Sea), *Biogeosciences*, 17(13), 3427–3438, <https://doi.org/10.5194/bg-17-3427-2020>.
- Majewski, P., and Z. Klusek (2011), Expressions of shallow gas in the Gdańsk Basin, *Zeszyty naukowe Akademii Marynarki Wojennej*, 4(187), 61–71.
- Malakhova, T. V., I. N. Ivanova, A. A. Budnikov, A. I. Murashova, and L. V. Malakhova (2021), Distribution of Hydrological Parameters over the Methane Seep Site in the Golubaya Bay (the Black Sea): A Connection with Submarine Freshwater Discharge, *Russian Meteorology and Hydrology*, 46(11), 792–798, <https://doi.org/10.3103/S1068373921110091>.
- Malakhova, T. V., A. I. Khurchak, V. V. Voitsekhovskaia, and A. V. Fedirko (2024), Distribution of methane in the upper water layer of the northern Black Sea: Seasonal and daily trends and seawater-air emissions, *Continental Shelf Research*, 281, 105,320, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2024.105320>.
- Markus Meier, H. E. (2007), Modeling the pathways and ages of inflowing salt- and freshwater in the Baltic Sea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74(4), 610–627, <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.05.019>.
- Mishukova, G. I., A. I. Obzhairov, and V. F. Mishukov (2007), *Methane contents in fresh and sea waters and it's fluxes on border of water-atmosphere at far Eastern region of Asia*, 157 pp., Dalnauka, Vladivostok (in Russian), EDN: TSJECQ.
- Mohrholz, V. (2018), Major Baltic Inflow Statistics - Revised, *Frontiers in Marine Science*, 5, <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00384>.
- Mosharov, S., I. Mosharova, K. Borovkova, and E. Bubnova (2024), Variability of Primary Productivity as an Initial Link in Carbon Flux Under the Influence of Hydrological Conditions in the Baltic Sea, *Russian Journal of Earth Sciences*, pp. 1–14, <https://doi.org/10.2205/2024ES000888>.
- Mosharov, S. A., I. V. Mosharova, O. A. Dmitrieva, A. S. Semenova, and M. O. Ulyanova (2022), Seasonal Variability of Plankton Production Parameters as the Basis for the Formation of Organic Matter Flow in the Southeastern Part of the Baltic Sea, *Water*, 14(24), 4099, <https://doi.org/10.3390/w14244099>.
- Nausch, G., M. Naumann, L. Umlauf, et al. (2016), Hydrographic-hydrochemical assessment of the Baltic Sea 2015, *Marine Science Reports*, (101), <https://doi.org/10.12754/msr-2016-0101>.
- Piechura, J., and A. Beszczynska-Moller (2003), Inflow waters in the deep regions of the southern Baltic Sea - Transport and transformations, *Oceanologia*, 46(1), 4.
- Piker, L., R. Schmaljohann, and J. F. Imhoff (1998), Dissimilatory sulfate reduction and methane production in Gotland Deep sediments (Baltic Sea) during a transition period from oxic to anoxic bottom water (1993-1996), *Aquatic Microbial Ecology*, 14, 183–193, <https://doi.org/10.3354/ame014183>.
- Pimenov, N. V., M. O. Ul'yanova, T. A. Kanapatskii, V. V. Sivkov, and M. V. Ivanov (2008), Microbiological and biogeochemical processes in a pockmark of the Gdansk depression, Baltic Sea, *Microbiology*, 77(5), 579–586, <https://doi.org/10.1134/S0026261708050111>.
- Pimenov, N. V., M. O. Ulyanova, T. A. Kanapatsky, et al. (2010), Microbially mediated methane and sulfur cycling in pockmark sediments of the Gdansk Basin, Baltic Sea, *Geo-Marine Letters*, 30(3–4), 439–448, <https://doi.org/10.1007/s00367-010-0200-4>.
- Rak, D. (2016), The inflow in the Baltic Proper as recorded in January-February 2015, *Oceanologia*, 58(3), 241–247, <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2016.04.001>.
- Reeburgh, W. S. (2007a), Global Methane Biogeochemistry, in *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/04036-6>.

- Reeburgh, W. S. (2007b), Oceanic Methane Biogeochemistry, *Chemical Reviews*, 107(2), 486–513, <https://doi.org/10.1021/cr050362v>.
- Reindl, A., and J. Bolałek (2012), Methane flux from sediment into near-bottom water in the coastal area of the Puck Bay (Southern Baltic), *Oceanological and Hydrobiological Studies*, 41(3), 40–47, <https://doi.org/10.2478/s13545-012-0026-y>.
- Reissmann, J. H., H. Burchard, R. Feistel, et al. (2009), Vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication - A review, *Progress in Oceanography*, 82(1), 47–80, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.10.004>.
- Saunois, M., P. Bousquet, B. Poulter, et al. (2016), The global methane budget 2000–2012, *Earth System Science Data*, 8(2), 697–751, <https://doi.org/10.5194/essd-8-697-2016>.
- Schmale, O., J. Schneider von Deimling, W. Gülzow, et al. (2010), Distribution of methane in the water column of the Baltic Sea, *Geophysical Research Letters*, 37(12), <https://doi.org/10.1029/2010GL043115>.
- Schmale, O., J. Wäge, V. Mohrholz, et al. (2017), The contribution of zooplankton to methane supersaturation in the oxygenated upper waters of the central Baltic Sea, *Limnology and Oceanography*, 63(1), 412–430, <https://doi.org/10.1002/lno.10640>.
- Stawiarski, B., S. Otto, V. Thiel, et al. (2019), Controls on zooplankton methane production in the central Baltic Sea, *Biogeosciences*, 16(1), 1–16, <https://doi.org/10.5194/bg-16-1-2019>.
- Steinle, L., J. Maltby, T. Treude, et al. (2017), Effects of low oxygen concentrations on aerobic methane oxidation in seasonally hypoxic coastal waters, *Biogeosciences*, 14(6), 1631–1645, <https://doi.org/10.5194/bg-14-1631-2017>.
- Stont, Z., T. Bukanova, and O. Goushchin (2015), Variability of sea surface temperature in the South-Eastern Baltic from MODIS data, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 12, 86–96 (in Russian), EDN: UITZRP.
- Stont, Z., T. Bukanova, and E. Krek (2020), Variability of climatic characteristics of the coastal part of the south-eastern Baltic at the beginning of the 21st century, *Bulletin of the Immanuel Kant Baltic Federal University*, 1(4), 81–94 (in Russian), EDN: CYZSPJ.
- Tang, K. W., R. N. Glud, A. Glud, S. Rysgaard, and T. G. Nielsen (2011), Copepod guts as biogeochemical hotspots in the sea: Evidence from microelectrode profiling of *Calanus* spp, *Limnology and Oceanography*, 56(2), 666–672, <https://doi.org/10.4319/lo.2011.56.2.0666>.
- Thießen, O., M. Schmidt, F. Theilen, M. Schmitt, and G. Klein (2006), Methane formation and distribution of acoustic turbidity in organic-rich surface sediments in the Arkona Basin, Baltic Sea, *Continental Shelf Research*, 26(19), 2469–2483, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.07.020>.
- Ulyanova, M., and A. Danchenkov (2016), Maritime potential of the Russian sector of the south-eastern Baltic Sea and its spatial usage, *Baltica*, 29(2), 133–144, <https://doi.org/10.5200/baltica.2016.29.12>.
- Ulyanova, M., V. Sivkov, T. Kanapatskij, and N. Pimenov (2013), Seasonal variations in methane concentrations and diffusive fluxes in the Curonian and Vistula lagoons, Baltic Sea, *Geo-Marine Letters*, 34(2–3), 231–240, <https://doi.org/10.1007/s00367-013-0352-0>.
- Ulyanova, M. O., V. V. Sivkov, L. D. Bashirova, et al. (2022a), Oceanological Research of the Baltic Sea in the 51st Cruise of the PV Akademik Sergey Vavilov (June–July 2021), *Oceanology*, 62(4), 578–580, <https://doi.org/10.1134/S0001437022040130>.
- Ulyanova, M. O., V. V. Sivkov, L. D. Bashirova, et al. (2022b), Oceanological Research in the Baltic Sea during the 56th Cruise of the Passenger Vessel Akademik Ioffe, *Oceanology*, 62(1), 136–138, <https://doi.org/10.1134/s0001437022010167>.
- Ulyanova, M. O., V. V. Sivkov, S. V. Aleksandrov, et al. (2023), Baltic Sea Research on Cruise 61 of the R/V Akademik Ioffe (June–July 2022), *Oceanology*, 63(5), 752–754, <https://doi.org/10.1134/s000143702305017x>.
- Voigt, C. (2023), The power of the Paris Agreement in international climate litigation, *Review of European, Comparative & International Environmental Law*, 32(2), 237–249, <https://doi.org/10.1111/reel.12514>.

Weber, S., J. Beutel, R. Da Forno, et al. (2019), A decade of detailed observations (2008-2018) in steep bedrock permafrost at the Matterhorn Hörnligat (Zermatt, CH), *Earth System Science Data*, 11(3), 1203–1237, <https://doi.org/10.5194/essd-11-1203-2019>.

SPATIAL VARIABILITY OF THE HYDROCHEMICAL STRUCTURE IN BOTTOM GRAVITY CURRENT IN THE VEMA FRACTURE ZONE

O. A. Zuev^{1,*} , and A. M. Seliverstova¹ 

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

* **Correspondence to:** Oleg A. Zuev, qillous@gmail.com

Abstract: The Vema Fracture Zone is located in the North Atlantic Ridge and extends along 11°N from 38 to 46°W. It is the main pathway for the spreading of Antarctic Bottom Water to the Northeast Atlantic. Due to its location and structure, the Vema Fracture Zone is an excellent object for studying the properties of the bottom gravity flow. An oceanographic section along the entire Vema Fracture Zone was carried out during cruise 52 of the R/V “Akademik Boris Petrov” in November–December 2022. In our work, we analyzed 25 oceanographic stations; at 15 stations, dissolved oxygen and nutrients were also determined. Such studies of the structure of the bottom gravity flow of Antarctic Bottom Water in the central channel of the Vema Fracture Zone based on high spatial resolution in situ data were made for the first time. A supercritical flow accompanied by a hydraulic jump was detected behind the main sill of the fracture zone. Simultaneous measurements of dissolved oxygen, silicate, and phosphate allowed us to examine the hydrochemical structure along the entire Vema Fracture Zone. Its analysis revealed high correlation between the distribution of hydrochemical and oceanographic parameters in both the stable flow and turbulent regimes of the current.

Keywords: bottom gravity current, dissolved oxygen, silicate, hydraulic jump, Antarctic Bottom Water, Vema Fracture Zone.

Citation: Zuev, O. A., and A. M. Seliverstova (2024), Spatial Variability of the Hydrochemical Structure in Bottom Gravity Current in the Vema Fracture Zone, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5002, EDN: DVLXHJ, <https://doi.org/10.2205/2024es000945>

RESEARCH ARTICLE

Received: 20 August 2024

Accepted: 22 October 2024

Published: 6 November 2024



Copyright: © 2024. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Introduction

The study of bottom gravity currents has recently received much attention for a long time. Many theoretical and laboratory experiments [Chesnokov *et al.*, 2022; Hacker and Linden, 2002; Lawrence, 1993; Lawrence and Armi, 2022; Liapidevskii, 2004; Whitehead, 1989; Zatsepin *et al.*, 2005] have been carried out in order to clarify the nature of this phenomenon. There are relatively few works confirming theoretical assumptions in practice [Hall *et al.*, 1997; Morozov *et al.*, 2021; Simpson, 1999; Wesson and Gregg, 1994] due to the difficulty of obtaining high-quality in situ data. On the one hand, bottom gravity currents weakly interact with the overlying layers and retain their properties at a distance of thousands of kilometers. On the other hand, their ability to transport small particles, stability of their spreading, and the volumes of transported water masses strongly influence the local processes in individual seas [Emel'yanov *et al.*, 2004; Hansen *et al.*, 2001; Slagstad and McClimans, 2005] and on the entire World Ocean [Broecker, 2010; Whitehead and Worthington, 1982]. In addition to the direct influence on the formation of ocean water masses, the study of bottom currents is important for various multidisciplinary aspects, including the study of sedimentation processes [Glazkova *et al.*, 2022], bottom erosion [Frey *et al.*, 2022], the ecology of bottom communities [Galkin *et al.*, 2021], the transfer of

nutrients [Holfort and Siedler, 2001]; this research is also important for the study of many geological, biological and hydrochemical processes. Individual elements such as dissolved oxygen and silicate are classic tracers of water masses [Krechik et al., 2023; Mantyla and Reid, 1983; Orsi et al., 1999], while their ability to reflect local oceanographic processes has been poorly studied. The small amount of in situ data with high spatial resolution complicates this task, but can clarify problems in the modern understanding of the dynamics of bottom gravity currents.

This work is devoted to the study of oceanographic and hydrochemical parameters and their spatial variability in the bottom current of Antarctic Bottom Water (AABW) passing through the Vema Fracture Zone (Vema FZ). This deep-water fracture zone is located in the North Atlantic Ridge at 11°N, connects the western and eastern parts of the North Atlantic (Figure 1). It was discovered in 1956 [Heezen et al., 1964]. The Vema FZ is the main pathway for the propagation of AABW first into the Cape Verde Basin and then into the wide basins of the Northeast Atlantic [Mantyla and Reid, 1983; McCartney et al., 1991]. Its length exceeds 800 km, the width varies from 8 to 20 km, the maximum depth is more than 5400 m, and the height of the walls above the bottom is 700–900 m [Vangriesheim, 1980]. At present, much better data on the Vema FZ relief have become available, in particular multibeam echosounder measurements, which are clearly visible in the latest versions of GEBCO. At the same time, the main features of the relief correspond to those described in [Vangriesheim, 1980]. Recent studies show the presence of contourites in the eastern part of the Vema Fracture Zone, which are formed by bottom currents and influence its bottom morphology [Borisov et al., 2023]. Early studies [Eittrheim et al., 1983; Vangriesheim, 1980] did not find significant velocities of the AABW flow in the Vema Fracture Zone, but subsequent measurements [Fischer et al., 1996; Morozov et al., 2021] confirmed the estimates of velocities of more than 20 cm/s [McCartney et al., 1991]. It should be noted that significant variability of such abyssal flows is observed at tidal and inertial [Zenk and Visbeck, 2013], synoptic [Frey et al., 2023; Liao et al., 2016], and multidecadal [Campos et al., 2021; Zenk and Morozov, 2007] time scales. The structure of the bottom current in the Vema FZ was also studied based on a three-dimensional ocean circulation model [Frey et al., 2018, 2019], which confirmed the stability of the AABW flow in it. However, direct measurements of hydrochemical parameters in the Vema FZ were absent and were first carried out during the 2022 expedition [Morozov et al., 2023], which allowed us to study their distribution in the bottom gravity current of AABW.

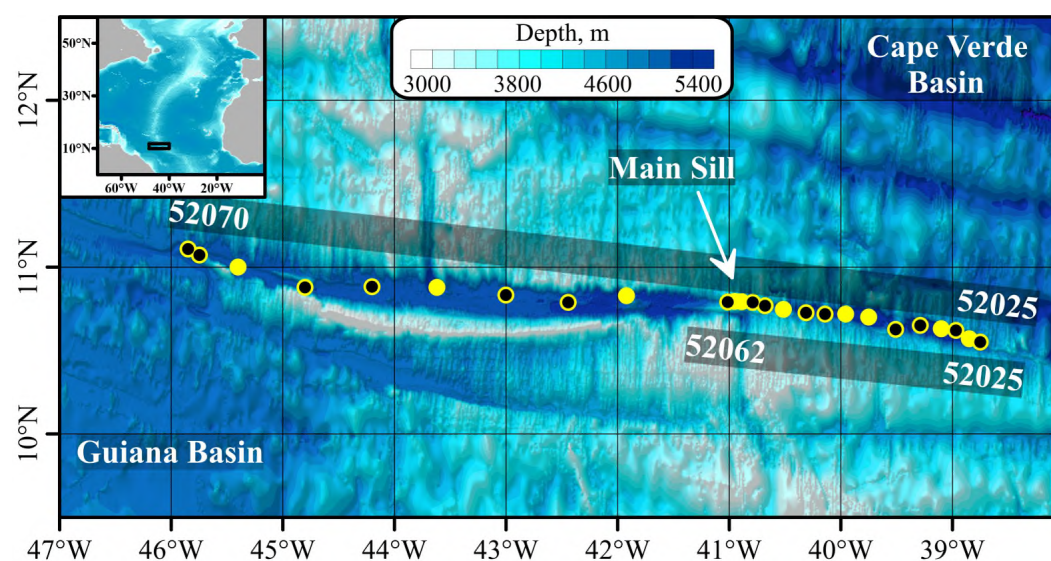


Figure 1. Map of the study site. Dots indicate stations: with oceanographic measurements (yellow), with oceanographic and hydrochemical measurements (yellow-black). The first and last numbers of stations in sections are shown. The bottom relief is shown according to [GEBCO Bathymetric Compilation Group 2023, 2023].

Data and Methods

In total, we analyzed 25 oceanographic stations in the central channel of the Vema FZ, at 15 of which hydrochemical indicators were also determined. The locations of the stations and the relief of the Vema FZ are shown (Figure 1).

Oceanographic measurements at stations were made with an Idronaut OCEAN SEVEN 320Plus CTD probe (Italy). The lowered probe is equipped with a high-precision temperature-compensated pressure sensor (PA-10X) with an accuracy of 0.01% and a resolution of 0.002% for the entire measurement range (0–100 MPa), two redundant temperature sensors with a measurement range from –5 to 45 °C, initial accuracy of 0.001 °C, and a resolution of 0.0001 °C. The two redundant conductivity sensors have a measurement range of 0 to 7 S/m, initial accuracy of 0.0001 S/m, and resolution 0.00001 S/m.

The currents were measured with a TRDI Workhorse Monitor Lowered Acoustic Doppler Current profiler (LADCP) with a frequency of 300 kHz. The LADCP data were processed using LDEO Software [Visbeck, 2002]. The final measurement accuracy was 3–4 cm/s, for the bottom layers up to 1–2 cm/s owing to bottom track data [Tarakanov *et al.*, 2020]. Additionally, tidal forces calculated using the software described in [Egbert and Erofeeva, 2002] were taken into account.

Samples for hydrochemical analyses were taken at the stations with plastic 5-L Niskin bottles of a Carousel Water Sampler system at levels selected based on the vertical potential temperature distribution. Sampling and determination of hydrochemical parameters were carried out in accordance with accepted methods [Grasshoff *et al.*, 1999; Hansen and Koroleff, 1999] no later than 6–12 h after sampling.

Results

A detailed analysis of the oceanographic characteristics of the AABW flow along the entire Vema FZ is given in [Morozov *et al.*, 2023], here we will present only the main results that are necessary for further discussion. The main feature of the Vema FZ is its bathymetry – an almost smooth bottom in its western part and very rugged in the area of the main sill at 41°W and to the east largely determines the behavior of the AABW flow. As can be seen from Figure 2, the distributions of oceanographic and hydrochemical parameters differ significantly before and after the main sill of the fracture zone. In the western part, there is a lower stagnant zone with current velocities close to zero and an almost constant potential temperature. This zone occupies about 500 lower meters, and the main flow is located above it – at depths of 3800–4600 m, the velocities here are 10–20 cm/s. However, upon reaching the main sill, the flow accelerates sharply and deepens, which contributes to significant mixing of water and, as a result, its warming. At the same time, the coldest part of the flow cannot overflow the sill at all. This layer differs both in potential temperature and in most hydrochemical indicators. The lowest potential temperature (below 1.4 °C) and dissolved oxygen (less than 5.7 mL/L), the highest phosphate (more than 1.6 µM) and silicate (more than 60 µM) are noted here and are absent beyond the main sill. In turn, in the eastern part of the Vema FZ, a strong deepening of the flow is observed. Accelerating above the main sill, the flow reaches maximum velocities of more than 40 cm/s at the greatest bottom slope near 40.3°W. One result of such strong flow is a warming of water by more than 0.15 °C per 100 km of rough bottom near the main sill of the fracture zone. By the end of the eastern part, the bottom temperature warms by another 0.1 °C and reaches 1.6 °C. This process is also clearly seen in the hydrochemical indicators: in the eastern part of the Vema FZ, the silicate and phosphate at the bottom correspond to the values in the western part at depths of about 4000–4500 m. The most interesting is the distribution of dissolved oxygen; by the end of the section, its values are within the range of 5.75–5.85 mL/L in the entire AABW layer, while at the entrance to the Vema FZ the range of values is much wider – 5.45–5.95 mL/L.

As mentioned earlier, near the main transversal sill of the fracture zone the flow velocity increases significantly. In addition, the vertical gradients of potential temperature and, as a consequence, density increase. At stations 52004–52020, a local thermocline

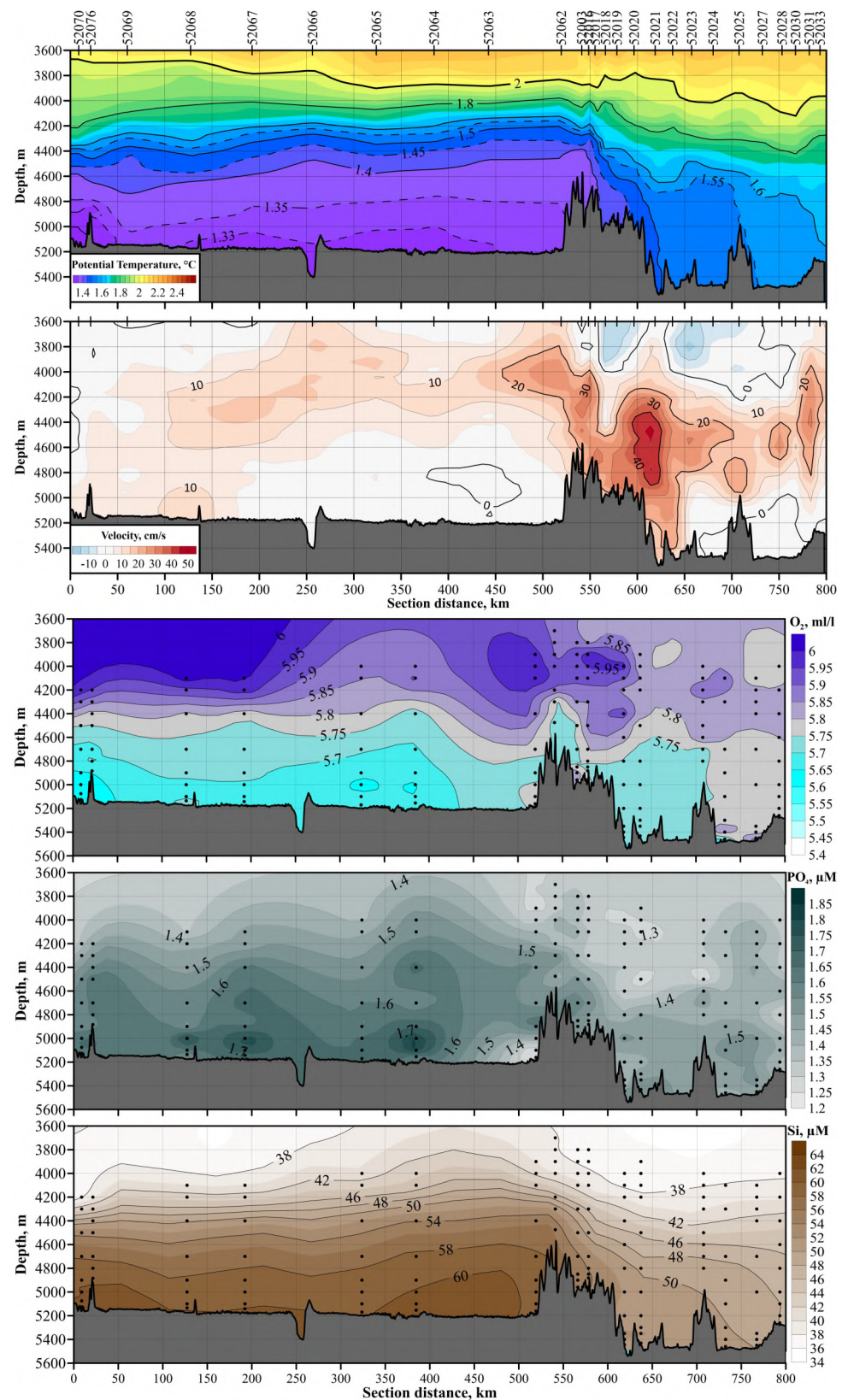


Figure 2. Distribution of potential temperature, LADCP zonal velocity component (positive velocities correspond to the eastern direction), dissolved oxygen, phosphate and silicate over the section along the Vema FZ. The bottom relief is shown according to [GEBCO Bathymetric Compilation Group 2023, 2023].

(pycnocline) is observed, which is located in the depth range of 4100–4500 m depending on the station (Figure 3). In addition, other heterogeneities in the stratification of the bottom layer are present in this area, but they are less pronounced. This thermocline also agrees well with the vertical gradients of the flow velocity at most stations. Taking into account that the layers below and above the thermocline are almost homogeneous, we can calculate the steady-state flow regime within the framework of a two-layer model [Liapidevskii, 2004; Pratt and Whitehead, 2008]. The Froude numbers for the lower layer with a thickness of about 500 m (Table 1) indicate a transition from a subcritical to a supercritical flow at station 52020. Less dense water cannot overcome the thermocline and continues to move in the 4400–4800 m layer in the form of an intrusion. In this case, the intrusion flow and its continuation are present throughout the eastern part of the fracture zone, and the bottom flow is observed only at the station next to the slope; then its energy dissipates and it stops. The isotherms behave accordingly: at the slope stations, they descend to a depth of about 150 m; then, they return to the initial depth. The so-called hydraulic jump occurs with a sharp deepening of denser waters; it can contribute to the strengthening of internal waves and is one of the signs of an underwater spillway. Similar effects and Froude number values have been observed in some other deep channels [Pratt and Whitehead, 2008; Tarakanov et al., 2018; Wesson and Gregg, 1994], and most often occur with a sharp change in the ocean depth.

Table 1. Froude number at each station is calculated as $Fr = v/\sqrt{g'H}$, where v is the average velocity of bottom flow, g' is the reduced acceleration due to gravity, H is the characteristic scale of bottom layer.

Station	52004	52016	52017	52018	52019	52020	52021	52022
v , m/s	0.36	0.25	0.27	0.26	0.29	0.35	0.22	0.25
g' , m/s ²	0.00031	0.00021	0.00022	0.00016	0.00025	0.00011	0.00012	0.00011
H , m	550	460	400	500	500	500	600	680
Fr	0.87	0.81	0.91	0.91	0.82	1.49	0.80	0.92

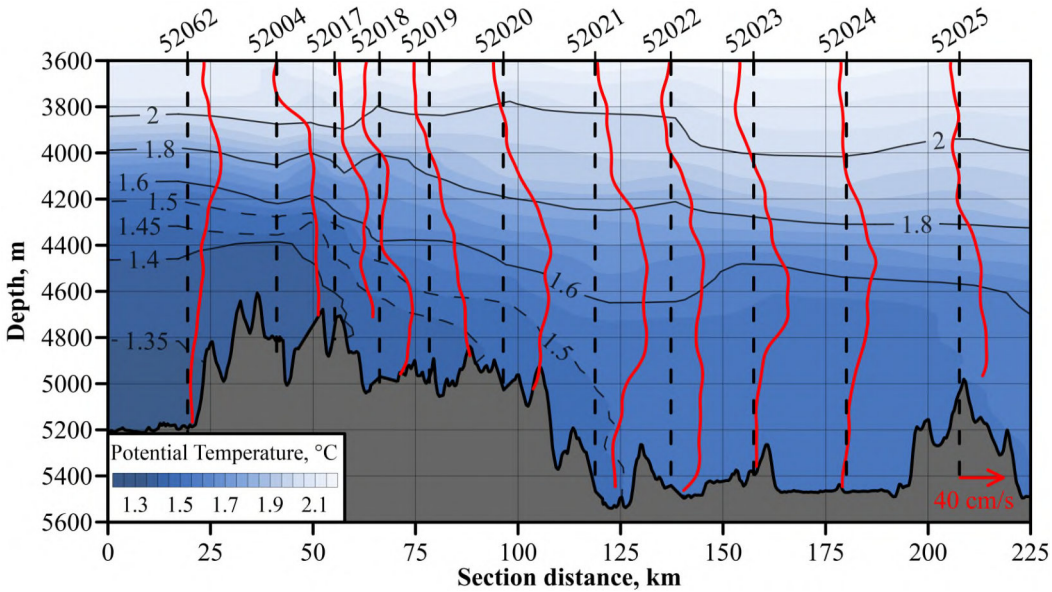


Figure 3. Distribution of potential temperature and LADCP zonal velocity component (red lines) over eastern part of the Vema FZ. The bottom relief is shown according to [GEBCO Bathymetric Compilation Group 2023, 2023].

It was interesting to follow the changes in the hydrochemical parameters in such a dynamic water flow. Let us consider individual graphs of dissolved oxygen and silicate in comparison with the potential temperature and current velocity (Figure 4). It is easy to see the similarity in the distribution of dissolved oxygen and silicate with the potential temperature almost throughout the entire depth. The largest vertical gradients of dissolved oxygen and silicate fall on the local thermocline, and below it the distribution is homogeneous – 5.7–5.75 mL/L and 50–55 μM , respectively. At the stations after the slope, the concentration of dissolved oxygen slightly increases, and silicate decreases, as do the potential temperatures. This is how the entrainment of water from the thermocline is manifested during the hydraulic jump. However, the hydrochemical parameters in the lower 500 m layer are homogeneous throughout the entire depth, which indicates the duration of the mixing processes and, probably, the constancy of the observed dynamic structure in a given location. The graph of dissolved oxygen at station 52022 stands out: its distribution becomes uniform even at depths shallower than 4500 m, the spread of values is only 0.15 mL/L, compared to 0.30 mL/L at the previous station.

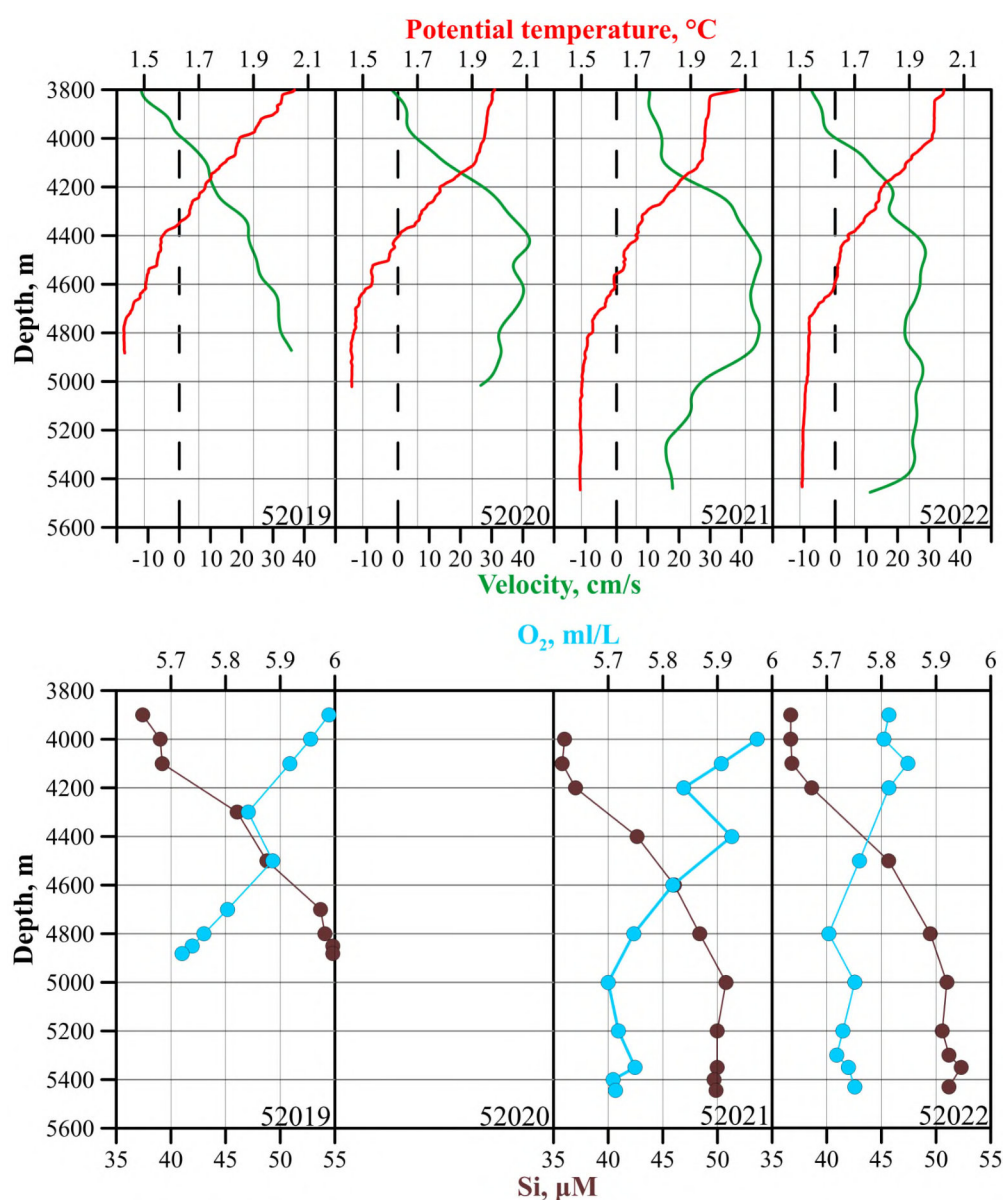


Figure 4. Distributions of potential temperature (red), LADCP zonal component of velocity (green), dissolved oxygen (blue) and silicate (brown) at the stations on the slope. Hydrochemical measurements were not carried out at station 52020.

Conclusions

A strong flow of AABW is observed in the Vema FZ. West of the main sill at 41°W the flow accelerates in the layer close to 4000 m. Below this depth there is a stagnation zone in front of the sill. Strong spillway is observed downslope of the main sill with Froude numbers exceeding unity, which makes the flow supercritical. Correlation between the distribution of hydrological and hydrochemical parameters is observed throughout the entire Vema FZ. The distribution of dissolved oxygen, phosphate and silicate corresponds to the thermohaline structure and dynamics of the waters. This is manifested both in the layer with low bottom current velocities and in the zone with a supercritical regime and strong mixing. This fact indicates the stability of the observed dynamic structure in the Vema FZ.

Acknowledgements. This study was supported by the Russian Science Foundation, grant 24-27-00181.

References

- Borisov, D. G., D. I. Frey, E. V. Ivanova, et al. (2023), Unveiling the contourite depositional system in the Vema Fracture Zone (Central Atlantic), *Scientific Reports*, 13(1), <https://doi.org/10.1038/s41598-023-40401-4>.
- Broecker, W. (2010), *The Great Ocean Conveyor: Discovering the Trigger for Abrupt Climate Change*, Princeton University Press, <https://doi.org/10.1515/9781400834716>.
- Campos, E. J. D., van M. C. Caspel, W. Zenk, et al. (2021), Warming Trend in Antarctic Bottom Water in the Vema Channel in the South Atlantic, *Geophysical Research Letters*, 48(19), <https://doi.org/10.1029/2021GL094709>.
- Chesnokolov, A. A., S. L. Gavriluk, and V. Y. Liapidevskii (2022), Mixing and nonlinear internal waves in a shallow flow of a three-layer stratified fluid, *Physics of Fluids*, 34(7), <https://doi.org/10.1063/5.0093754>.
- Egbert, G. D., and S. Y. Erofeeva (2002), Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2), 183–204, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0183:eimobo>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:eimobo>2.0.co;2).
- Eittrheim, S. L., P. E. Biscaye, and S. S. Jacobs (1983), Bottom-water observations in the Vema fracture zone, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 88(C4), 2609–2614, <https://doi.org/10.1029/JC088iC04p02609>.
- Emel'yanov, E. M., V. A. Gritsenko, and V. D. Egorikhin (2004), Near-bottom circulation in the gdansk deep of the baltic sea: Bottom sediments and dynamcis of inflows of the north sea waters, *Oceanology*, 44(2), 261–273, EDN: LILRZH.
- Fischer, J., M. Rhein, F. Schott, and L. Stramma (1996), Deep water masses and transports in the Vema Fracture Zone, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 43(7), 1067–1074, [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(96\)00044-1](https://doi.org/10.1016/0967-0637(96)00044-1).
- Frey, D., D. Borisov, V. Fomin, E. Morozov, and O. Levchenko (2022), Modeling of bottom currents for estimating their erosional-depositional potential in the Southwest Atlantic, *Journal of Marine Systems*, 230, 103,736, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2022.103736>.
- Frey, D. I., E. G. Morozov, V. V. Fomin, and N. A. Diansky (2018), Spatial Structure of the Antarctic Water Flow in the Vema Fracture Zone of the Mid-Atlantic Ridge, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 54(6), 621–625, <https://doi.org/10.1134/S0001433818060063>.
- Frey, D. I., E. G. Morozov, V. V. Fomin, N. A. Diansky, and R. Y. Tarakanov (2019), Regional Modeling of Antarctic Bottom Water Flows in the Key Passages of the Atlantic, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(11), 8414–8428, <https://doi.org/10.1029/2019JC015315>.
- Frey, D. I., E. G. Morozov, and D. A. Smirnova (2023), Sea level anomalies affect the ocean circulation at abyssal depths, *Scientific Reports*, 13(1), <https://doi.org/10.1038/s41598-023-48074-9>.
- Galkin, S. V., K. V. Minin, A. A. Udalov, et al. (2021), Benthic Assemblages of the Powell Basin, *Oceanology*, 61(2), 204–219, <https://doi.org/10.1134/S0001437021020053>.
- GEBCO Bathymetric Compilation Group 2023 (2023), The GEBCO_2023 Grid - a continuous terrain model of the global oceans and land, <https://doi.org/10.5285/F98B053B-0CBC-6C23-E053-6C86ABC0AF7B>.

- Glazkova, T., F. J. Hernández-Molina, E. Dorokhova, et al. (2022), Sedimentary processes in the Discovery Gap (Central-NE Atlantic): An example of a deep marine gateway, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 180, 103,681, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103681>.
- Grasshoff, K., K. Kremling, and M. Ehrhardt (Eds.) (1999), *Methods of Seawater Analysis*, Wiley, Hoboken, <https://doi.org/10.1002/9783527613984>.
- Hacker, J. N., and P. F. Linden (2002), Gravity currents in rotating channels. Part 1. Steady-state theory, *Journal of Fluid Mechanics*, 457, 295–324, <https://doi.org/10.1017/S0022112001007662>.
- Hall, M. M., M. McCartney, and J. A. Whitehead (1997), Antarctic Bottom Water Flux in the Equatorial Western Atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, 27(9), 1903–1926, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<1903:ABWFIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<1903:ABWFIT>2.0.CO;2).
- Hansen, B., W. R. Turrell, and S. Østerhus (2001), Decreasing overflow from the Nordic seas into the Atlantic Ocean through the Faroe Bank channel since 1950, *Nature*, 411(6840), 927–930, <https://doi.org/10.1038/35082034>.
- Hansen, H. P., and F. Koroleff (1999), Determination of nutrients, in *Methods of Seawater Analysis*, pp. 159–228, Wiley, <https://doi.org/10.1002/9783527613984.ch10>.
- Heezen, B. C., R. D. Gerard, and M. Tharp (1964), The Vema fracture zone in the equatorial Atlantic, *Journal of Geophysical Research*, 69(4), 733–739, <https://doi.org/10.1029/JZ069i004p00733>.
- Holfort, J., and G. Siedler (2001), The Meridional Oceanic Transports of Heat and Nutrients in the South Atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, 31(1), 5–29, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<0005:TMOTOH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<0005:TMOTOH>2.0.CO;2).
- Krechik, V. A., M. V. Kapustina, D. I. Frey, et al. (2023), Properties of Antarctic Bottom Water in the Western Gap (Azores-Gibraltar Fracture Zone, Northeast Atlantic) in 2021, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 202, 104,191, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2023.104191>.
- Lawrence, G. A. (1993), The hydraulics of steady two-layer flow over a fixed obstacle, *Journal of Fluid Mechanics*, 254, 605–633, <https://doi.org/10.1017/S0022112093002277>.
- Lawrence, G. A., and L. Armi (2022), Stationary internal hydraulic jumps, *Journal of Fluid Mechanics*, 936, <https://doi.org/10.1017/jfm.2022.74>.
- Liao, G., B. Zhou, C. Liang, et al. (2016), Moored observation of abyssal flow and temperature near a hydrothermal vent on the Southwest Indian Ridge, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(1), 836–860, <https://doi.org/10.1002/2015JC011053>.
- Liapidevskii, V. Y. (2004), Mixing Layer on the Lee Side of an Obstacle, *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics*, 45(2), 199–203, <https://doi.org/10.1023/B:JAMT.0000017582.70655.d9>.
- Mantyla, A. W., and J. L. Reid (1983), Abyssal characteristics of the World Ocean waters, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 30(8), 805–833, [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(83\)90002-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(83)90002-X).
- McCartney, M. S., S. L. Bennett, and M. E. Woodgate-Jones (1991), Eastward Flow through the Mid-Atlantic Ridge at 11°N and Its Influence on the Abyss of the Eastern Basin, *Journal of Physical Oceanography*, 21(8), 1089–1121, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<1089:EFTTMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<1089:EFTTMA>2.0.CO;2).
- Morozov, E. G., R. Y. Tarakanov, and D. I. Frey (2021), *Bottom Gravity Currents and Overflows in Deep Channels of the Atlantic Ocean: Observations, Analysis, and Modeling*, Springer International Publishing, <https://doi.org/10.1007/978-3-030-83074-8>.
- Morozov, E. G., D. I. Frey, O. A. Zuev, et al. (2023), Antarctic Bottom Water in the Vema Fracture Zone, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 128(8), <https://doi.org/10.1029/2023JC019967>.
- Orsi, A. H., G. C. Johnson, and J. L. Bullister (1999), Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water, *Progress in Oceanography*, 43(1), 55–109, [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00004-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00004-X).
- Pratt, L. J., and J. A. Whitehead (2008), *Rotating Hydraulics: Nonlinear Topographic Effects in the Ocean and Atmosphere*, 36, Springer New York, New York, <https://doi.org/10.1007/978-0-387-49572-9>.

- Simpson, J. E. (1999), *Gravity currents: In the environment and the laboratory*, Cambridge University Press.
- Slagstad, D., and T. A. McClimans (2005), Modeling the ecosystem dynamics of the Barents sea including the marginal ice zone: I. Physical and chemical oceanography, *Journal of Marine Systems*, 58(1–2), 1–18, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.05.005>.
- Tarakanov, R. Y., E. G. Morozov, H. van Haren, N. I. Makarenko, and T. A. Demidova (2018), Structure of the Deep Spillway in the Western Part of the Romanche Fracture Zone, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(11), 8508–8531, <https://doi.org/10.1029/2018JC013961>.
- Tarakanov, R. Y., E. G. Morozov, and D. I. Frey (2020), Hydraulic Continuation of the Abyssal Flow From the Vema Channel in the Southwestern Part of the Brazil Basin, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(6), <https://doi.org/10.1029/2020JC016232>.
- Vangriesheim, A. (1980), Antarctic Bottom Water flow through the Vema Fracture Zone, *Oceanologica Acta*, 3(2), 199–207.
- Visbeck, M. (2002), Deep Velocity Profiling Using Lowered Acoustic Doppler Current Profilers: Bottom Track and Inverse Solutions, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(5), 794–807, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0794:DVPULA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0794:DVPULA>2.0.CO;2).
- Wesson, J. C., and M. C. Gregg (1994), Mixing at Camarinal Sill in the Strait of Gibraltar, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C5), 9847–9878, <https://doi.org/10.1029/94JC00256>.
- Whitehead, J. A. (1989), Internal hydraulic control in rotating fluids-applications to oceans, *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 48(1–3), 169–192, <https://doi.org/10.1080/03091928908219532>.
- Whitehead, J. A., and L. V. Worthington (1982), The flux and mixing rates of Antarctic bottom water within the North Atlantic, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C10), 7903–7924, <https://doi.org/10.1029/JC087iC10p07903>.
- Zatsepin, A. G., V. V. Kremenetskii, S. G. Poyarkov, et al. (2005), Laboratory and numerical study of gravity currents over a sloping bottom, *Oceanology*, 45(1), 1–10, EDN: LJKEPF.
- Zenk, W., and E. Morozov (2007), Decadal warming of the coldest Antarctic Bottom Water flow through the Vema Channel, *Geophysical Research Letters*, 34(14), <https://doi.org/10.1029/2007GL030340>.
- Zenk, W., and M. Visbeck (2013), Structure and evolution of the abyssal jet in the Vema Channel of the South Atlantic, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 85, 244–260, <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.033>.

СТРОЕНИЕ И МОНИТОРИНГ В ЗОНЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ГОРЛОВСКОЙ ВПАДИНЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ

Н. Н. Неведрова¹ , А. Е. Шалагинов^{1,*} , И. О. Шапаренко¹ ,
А. М. Санчаа¹ , и А. В. Мариненко¹ 

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия
* **Контакт:** Александр Евгеньевич Шалагинов, shalaginovae@ipgg.sbras.ru

В последнее десятилетие существенно выросла интенсивность разработки Горловского угольного месторождения, что приводит к формированию сейсмической активизации недр Горловской впадины в ответ на техногенное воздействие. Начиная с 2019 года, в районе месторождения фиксируются землетрясения с магнитудой более 4, ощутимые в г. Новосибирске и его пригородах. Основная цель исследования: по мере накопления данных выявить критерии сейсмических активизаций с использованием одного из методов наземной электроразведки – электротомографии. В статье рассмотрено геоэлектрическое строение Горловской впадины в области перехода от её отложений к Салаирскому кряжу, а также проанализированы результаты мониторинга, выполненного в 2023 г. методом электротомографии по профилю, пересекающему одну из разломных структур. Профиль мониторинговых наблюдений находится на участке, выбранном в ходе опытно-методических работ и расположен всего в нескольких километрах от угледобывающих карьеров и зоны концентрации сейсмических событий. Получено, что выявленные вариации геоэлектрических параметров отражают реакцию геологической среды не только на происходящие за период наблюдений землетрясения, но и на техногенные воздействия (взрывы).

Ключевые слова: Горловская впадина, природно-техногенная сейсмичность, геофизический мониторинг, электротомография, вариации электропроводности, методика измерений, программные средства, инверсия.

Цитирование: Неведрова, Н. Н., А. Е. Шалагинов, И. О. Шапаренко, А. М. Санчаа, и А. В. Мариненко Строение и мониторинг в зоне сейсмической активизации Горловской впадины Алтае-Саянской складчатой области по данным электротомографии // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES5003. — DOI: 10.2205/2024es000947 — EDN: JTUSOL

Введение

Масштабы промышленного развития цивилизации нарушают природное равновесие, и нагрузка на окружающую экосистему все время увеличивается. По ряду причин воздействие человека на среду его обитания существенно возросло в последние десятилетия и это связано, в том числе, с большими объемами добычи полезных ископаемых. Интенсивная разработка месторождений по ряду современных представлений может привести к усилению сейсмической активности соответствующих территорий и возможным катастрофическим последствиям. В настоящее время задачи поддержания экологического равновесия и пути их решения относятся к наиболее актуальным и приоритетным.

На территории России регулярно регистрируются природно-техногенные сейсмические события в ранее асейсмичных регионах, при этом в основном их магнитуды не превышают 2–3, и соответственно, такие землетрясения локально воздействуют

<https://elibrary.ru/jtusol>

Получено: 21 августа 2024 г.
Принято: 25 октября 2024 г.
Опубликовано: 13 ноября 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

на окружающую среду. Вместе с тем, имеются регионы, в которых сейсмичность, связанная с техногенными воздействиями, представляет реальную угрозу. Ярким примером является Бачатское землетрясение 2013 г. с магнитудой $M_L = 6,1$ в районе длительно разрабатываемых угольных месторождений Кузбасса. Это событие стало крупнейшим землетрясением при разработке твердых полезных ископаемых, инициированным техногенной нагрузкой на среду. Оно вызвало масштабные разрушения жилой инфраструктуры в целом ряде поселков. В Горловском угольном бассейне Новосибирской области в 2019 г. произошло Колыванское землетрясение с магнитудой $M_L = 4,3$, и далее сейсмичность территории бассейна продолжает усиливаться. Малые магнитуды приповерхностных техногенных землетрясений компенсируются близостью очагов к поверхности и могут вызвать локальные катастрофы для населения. Землетрясения с магнитудой более 4 могут привести к заметным повреждениям зданий, промышленных сооружений, коммуникаций [Еманов и др., 2019].

Причины возникновения техногенной сейсмичности связаны с изменениями порового или пластового давления, перераспределением напряжений в горном массиве при извлечении больших объемов пород и созданием подработанных пространств. Чаще всего эти причины взаимосвязаны и зависят от особенностей воздействия на среду, тектонической обстановки, геологического строения [Адушкин и Турунтаев, 2015; *Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Книга 2. Макросейсмичность*, 2007].

В Западной Сибири техногенная сейсмичность наиболее сильно проявляется не только в Кузбассе и Горловском бассейне при добыче угля в шахтах или открытым способом [Еманов и др., 2021], но и в Горной Шории в районе разработки железных руд шахтным способом [Еманов и др., 2020a,b], на нефтяных месторождениях Томской области.

В данной работе объектом исследования является Горловская впадина. Техногенная сейсмичность в этой впадине активно развивается на территории крупных добывающих угольных карьеров, которые находится примерно в 60 км от г. Новосибирска и в 20 км от научного центра «Академгородок», а сама впадина вместе с окружающими её складчатыми структурами расположена на юго-западе Алтае-Саянской горной области. Уникальные месторождения антрацита разведаны на её территории в прошлом столетии. Их промышленное освоение начато еще в 1930 г. открытым способом и далее в 1980–1990 г. месторождения разрабатываются как в шахтах (Листвянское), так и на разрезах (Горловское, Ургунское).

В настоящее время продолжают буровзрывные работы, связанные с разработками Колыванского (Северный, Крутихинский, Восточный участки), Ургунского и Горловского месторождений. В ближайшем будущем готовится открытие нового разреза «Богатырь», площадь которого составит более 300 квадратных километров, что, судя по прецедентам, будет влиять на дальнейшее развитие сейсмичности с вероятностью землетрясений более высоких магнитуд. Постоянное увеличение сейсмической активности потенциально опасно для населения и жилой, научной, промышленной инфраструктуры. Так, на расстоянии менее 100 км от участков концентрации сейсмических событий ведется строительство синхротрона «СКИФ», первого в мире источника фотонов поколения 4+. Очевидно, что долгосрочное интенсивное воздействие техногенных источников неминуемо приводит к изменениям природных геодинамических и гидрогеологических режимов, существующих в земной коре, доказано влияющих на геофизические и в том числе электромагнитные поля.

Начиная с 2020 г. сотрудниками лаборатории электромагнитных полей ИНГГ СО РАН выполняются комплексные исследования методами наземной электроразведки по изучению строения Горловского прогиба с целью получения геоэлектрических характеристик отложений осадочного выполнения, выявления разломных структур [Санчаа и др., 2021; Шалагинов и др., 2023]. Регулярные наблюдения с помощью методов электроразведки начали проводиться в 2023 г. и продолжают в настоящее время непосредственно в зоне сейсмической активизации Горловского бассейна. Они дают воз-

возможность проследить периоды подготовки и реализации происходящих землетрясений. Основная цель исследования: по мере накопления данных выявить критерии сейсмических активизаций с использованием одного из методов наземной электроразведки – электротомографии. К одной из задач относится разделение влияния взрывных работ в угледобывающем карьере от регулярно происходящих землетрясений, зафиксированных сейсмологами.

Геолого-геофизические и сейсмологические данные

Площадь работ находится в зоне сопряжения южной окраины Западно-Сибирской плиты и её горно-складчатого обрамления – Алтае-Саянской складчатой области. Горловская впадина расположена между крупными тектоническими структурами – северо-западными отрогами Салаирского кряжа и Томь-Колыванской складчатой зоной, от обрамляющих горных структур она отделена региональными разломами. Эта глубокая и узкая грабен-синклиналь шириной всего 12–15 км протягивается на 120 км с юго-запада на северо-восток и характеризуется развитием интенсивной линейной складчатости, напряженной тектоники. Локальные узкие складки, вытянутые вдоль простирания впадины, осложнены складчатостью более мелких порядков и локальными разломами. Со стороны Салаирского кряжа Горловскую впадину на разных участках ограничивает система региональных дизъюнктивов, включающая Чемской, Доронинский и Кемеровский разломы. Менее значительные разрывные нарушения отделяют впадину от Колывань-Томской структурной зоны. [Кишкина и др., 2021]. В целом равнинный рельеф осложнен речной сетью с глубоко врезаемыми речными долинами, логами с крутыми склонами и глубиной вреза от 60 до 90 м. Участки, примыкающие к Салаирскому кряжу, характеризуются ещё более расчлененным рельефом с мелкими сопками, оврагами, обрывами и заболоченными территориями [Котельников и др., 2015]. Это осложняет проведение геофизических работ.

Выбранный для мониторинга сейсмоактивный участок, расположенный в районе поселков Девкино, Легостаево и Усть-Чём Искитимского района Новосибирской области, включает восточную разломную границу впадины с Салаирским кряжем, поэтому важны сведения о Чемском разломе, именно он на этом участке отделяет комплексы среднего-позднего палеозоя Горловского прогиба от раннепалеозойских отложений Салаира. На отдельных своих фрагментах разлом хорошо выражен в гравитационном поле, ему соответствует градиентная зона, разделяющая область отрицательной аномалии над Горловским прогибом от региональной положительной аномалии над Салаиром. Система более мелких разрывных нарушений в орогенный этап развития Колывань-Томской структурной зоны образовалась в обстановке сжатия и формировались надвиговые структуры, в результате чего отложения Горловского прогиба были надвинуты на структуры Салаира. Поверхности сместителей имеют северо-западное падение [Сотников и др., 1999].

В верхнем палеозое на территории прогиба располагался мелководный бассейн и отложилось большое количество органогенных осадочных пород (известняки, мрамор, каменный уголь). Впадина заполнена карбонатно-терригенными отложениями карбона и перми. В верхней части разреза преобладает угленосная моласса карбон-раннепермского возрастов. Средняя и нижняя части представлены континентальными и морскими отложениями соответственно. Метаморфизм пермских углей достигает антрацитовой стадии, и в Горловском угольном бассейне сосредоточены самые значительные запасы антрацита в России [Котельников и др., 2015].

Поскольку в Горловском прогибе начаты регулярные наблюдения методом электроразведки, для их интерпретации используется авторский подход, основанный на знании геоэлектрического строения участка исследования и анализе пространственно-временных вариаций параметров геоэлектрических моделей при изменениях сейсмической активности. Модели получают в результате инверсии полевых данных. Для выбора оптимальных участков мониторинга важны сведения о размещении разломных нарушений и их геоэлектрических характеристиках. Строение впадины как глубинное,

В качестве примера рассмотрим характеристики разреза по данным ЗСБ и ВЭЗ по профилю 6, пересекающему Чемской и второстепенный разломы вкрест простираения впадины. Разрез отражает глубинное строение отложений Горловской впадины и разломных структур, её ограничивающих в зоне сейсмической активизации. Оба разлома на разрезе по профилю 6 выделяются общей областью понижения значений удельного электрического сопротивления ($УЭС$), относительно вмещающих горных пород, и на глубине 200 м её ширина составляет ~ 250 м. Структурные особенности разломной зоны следующие – почти вертикальная северо-западная граница и наклонная юго-восточная. Метод электротомографии далее используется для регулярных наблюдений, поэтому его результаты по изучению строения наиболее актуальны. Измерения ЭТ были выполнены на локальных участках в зонах перехода от отложений Горловского прогиба к Салаирскому кряжу по профилям 7, 8, 9, 10 для построения геоэлектрических моделей верхней части разреза. Из-за особенностей местности профили ЭТ имеют разную длину. Измерения по профилям 7, 8 выполнены с использованием современной многоэлектродной электроразведочной аппаратуры «Скала 48» с установкой Шлюмберже и шагом между электродами в 5 м. Для профилей 9, 10 использована «Скала 64к15Е», шаг по профилю составил 10 м (<https://nemfis.ru/siber-64k15>). Все профили ЭТ проложены через разломные нарушения юго-восточного борта впадины как в зоне Чемского разлома, так и в области его пересечения с второстепенными дизъюнктивами. Разрезы электротомографии в зависимости от выбранной установки построены до глубин от 40 до 100 м. В результате совместного анализа полученных геоэлектрических разрезов

и геологических данных было выяснено, что Чемской разлом отражается понижением УЭС не на всех разрезах ЭТ. Это может быть связано с повышенной активностью только его отдельных фрагментов. Кроме того, учитывая его большую протяженность, линия разлома по геологическим данным возможно проведена не совсем верно, что можно будет уточнить с помощью дополнительных измерений электротомографии. Тем не менее, на разрезе по профилю 7, который проходит в месте сочленения Чемского и второстепенного разломов в его северо-западной части выделяется зона со значениями удельного электрического сопротивления (УЭС), которые на порядок ниже УЭС ограничивающих её высокоомных горных пород Салаира – D2 sb (рис. 2). К сожалению, продлить профиль 7 далее на северо-запад нет возможности из-за присутствия крутого заболоченного оврага, поэтому определить полную ширину разлома в этом месте невозможно. Вместе с тем, юго-восточное ограничение разломной зоны данным ЭТ наклонное, что совпадает с геологическими данными и результатами ЗСБ и ВЭЗ по профилю 6. По результатам совместного анализа полученных геоэлектрических разрезов, геологических и сейсмологических данных сделан вывод, что Чемской разлом выделяется понижением УЭС относительно вмещающих пород только на его отдельных фрагментах, что может быть связано в том числе с направленным локальным воздействием происходящих сейсмических процессов.

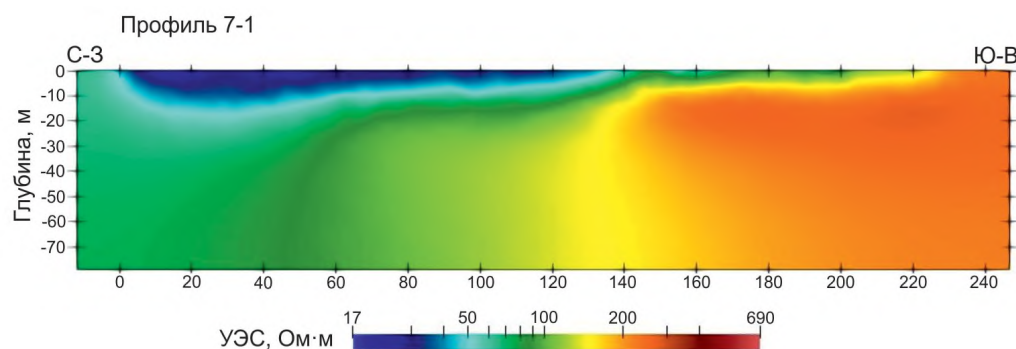


Рис. 2. Разрез по данным электротомографии по профилю 7 через Чемской разлом по данным электротомографии.

Выбор участков для профилей в Горловской впадине обусловлен опытом многолетних мониторинговых наблюдений в Байкальской рифтовой зоне и Горном Алтае, где самая сильная реакция электромагнитных методов на усиление сейсмической активности получена в зонах влияния разломных структур с характерным для них понижением УЭС [Шалагинов и др., 2018; Шапаренко и Неведрова, 2022].

Сейсмологические данные. В связи с постоянным развитием сейсмичности на территории Горловской впадины проводится сейсмологический мониторинг, в том числе с использованием локальных временных сетей в области концентрации землетрясений. Это обеспечивает регистрацию природных и техногенных событий в реальном времени. Непосредственно в Горловской впадине до 2010 г. наблюдались единичные землетрясения с магнитудами M_L не более 3,5. Землетрясения больших энергий начали происходить с 2017 г., например, Колыванское событие 2019 г. с магнитудой $M_L = 4,3$. Далее магнитуды землетрясений только повышаются. При этом глубины до гипоцентров относительно небольшие, более 90% очагов зафиксированы на глубинах менее 8 км с характерным механизмом – взброс и пространственно они приурочены к районам наиболее интенсивной добычи угля открытым способом. Такой механизм характерен для техногенных землетрясений, наблюдаемых при добыче угля в Кузбассе [Еманов и др., 2021; Шалагинов и др., 2018]. Одно из последних крупных событий произошло 27 ноября 2023 г. с магнитудой 4,7 на глубине всего 2 км с механизмом взброс [ФИЦ ЕГС РАН, 1993].

График повторяемости землетрясений в Горловской впадине имеет иной наклон, чем для природных землетрясений Алтае-Саянской горной области. Учитывая повы-

шенную интенсивность добычи антрацита, а также аналогию по механизмам очагов с техногенными землетрясениями Кузбасса, сейсмологи предполагают, что землетрясения с эпицентрами вблизи угольных карьеров связаны с техногенной сейсмичностью [Еманов и др., 2021]. Пока происходящие землетрясения с магнитудами 4–4,7 нельзя отнести к катастрофическим, хотя они безусловно беспокоят население и по опыту авторов статьи приводят к падению плохо закрепленных конструкций, предметов обихода, что может привести к травматическим случаям в жилой инфраструктуре и авариям в угольных карьерах. Усиление сейсмической активности указывает на важность изучения строения этой зоны, а также на то, что наведенная сейсмичность в данной области может развиваться как усиливающийся со временем опасный процесс, за которым следует наблюдать [Emanov et al., 2020]

Регулярные наблюдения методом электротомографии: интерпретация полевых данных и анализ результатов

Регулярные наблюдения за дальнейшим развитием наведенной сейсмичности в Горловской впадине сейсмологическими методами теперь поддерживаются электроразведкой. Мониторинг методом ЭТ начат весной 2023 года. На обзорной схеме отмечено размещение выбранного участка регулярных наблюдений, показаны разломные нарушения по геологическим данным (жирной красной линией – фрагмент Чемского разлома), линии опытно-методических профилей ЭТ через разные дизъюнктивы, эпицентры взрывов и землетрясений в 2023 г. за период наблюдений, а также контуры угледобывающих карьеров и отвалов (рис. 3).

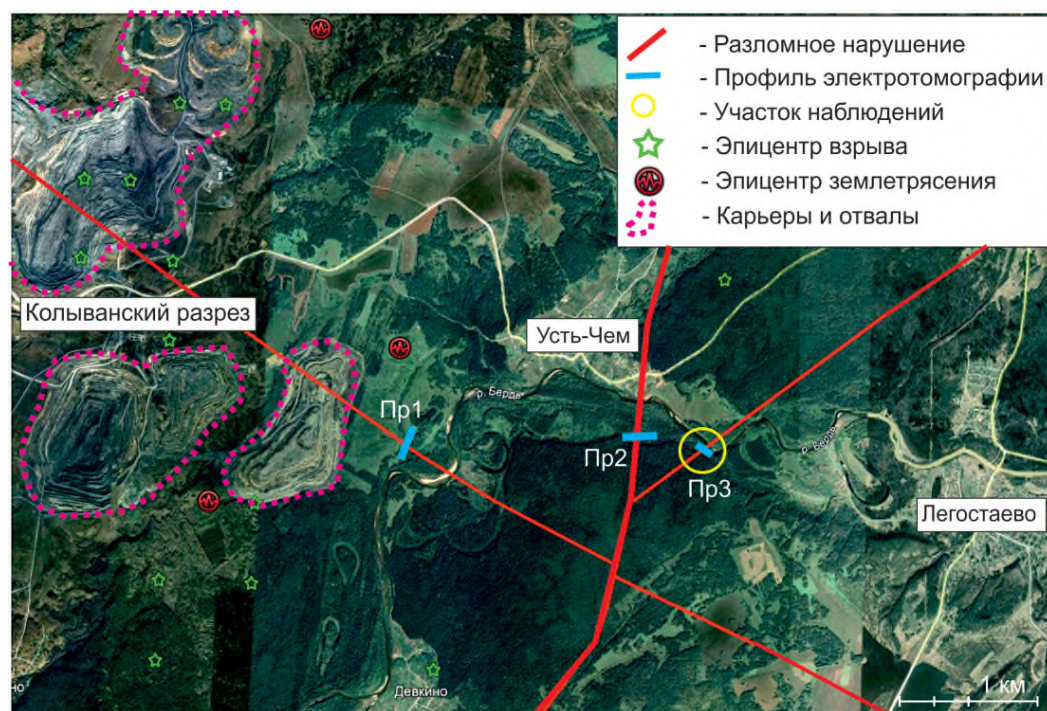


Рис. 3. Обзорная схема района мониторинговых наблюдений методом ЭТ в Горловской впадине.

Очень важным для регулярных наблюдений является выбор оптимального участка. Поэтому на первом этапе были выполнены опытно-методические работы для определения конкретного места размещения мониторингового профиля, а также выбора установок ЭТ и шага между электродами. Пробные (предварительные) измерения были проведены на трех участках, в пределах которых профили разной длины пересекают фрагмент Чемского разлома и двух второстепенных, его оперяющих. Стоит отметить, что все выбранные участки находятся в непосредственной близости от угледобывающих карьеров, в которых проводятся взрывные работы, а также в 5–6 км от области

концентрации сейсмических событий. В ходе измерений были использованы установки Шлюмберже и трехэлектродная с расстоянием между электродами в 5 м.

Интерпретация всех полученных полевых данных ЭТ осуществлялась с помощью программного комплекса моделирования и инверсии Direct-Inverse-Solver (DiInSo). Этот комплекс, предназначенный ранее для решения прямых 3D и обратных 2D/3D задач ЭТ, был дополнен графом обработки данных мониторинга на основе теоретического анализа разных схем регуляризации. [Неведрова и др., 2023]. Разрезы инверсии по профилям 1 и 3 длиной 350 и 220 м соответственно построены до глубины в 40 м (установка Шлюмберже). Для профиля 2 длиной 450 м использована трехэлектродная установка, с которой получена глубинность в 80 м. В самой верхней части всех разрезов залегают более низкоомные отложения с непостоянной мощностью от 10 м (профиль 3) и до 30 м (профили 1, 2), глубже значения УЭС горных пород возрастает в несколько раз. Строение по профилю 3 длиной в 235 м отличается от остальных, т.к. на разрезе в его центральной части выделяется проводящая зона с УЭС значительно ниже вмещающих пород и шириной около 30 м. Эту зону можно отнести к активной разломной структуре (рис. 4). Участок, на котором выполнен профиль 3 и получен разрез с низкоомной зоной, был выбран для мониторинга. Далее на этом участке по размеченному заранее профилю с фиксированным положением электродов были проведены регулярные измерения методом ЭТ с установкой Шлюмберже с интервалом примерно в 2 недели.

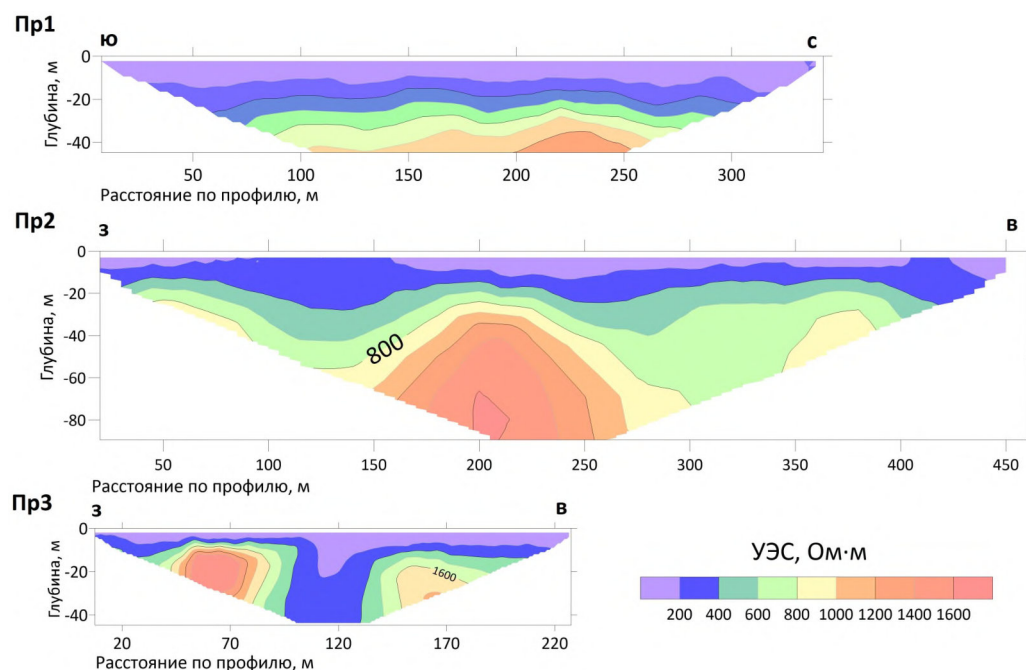


Рис. 4. Разрезы по данным ЭТ по профилям через предполагаемые разломные структуры в зоне сейсмической активизации Горловской впадины (по результатам опытно-методических работ).

Приведем необходимые для анализа сейсмологические данные. За временной период с мая по ноябрь 2023 года на территории Горловской впадины сейсмологами АСФ ФИЦ ЕГС РАН были зафиксированы более 25 событий как реакция на взрывы в карьерах с магнитудами от 2,1 до 3,2 в радиусе 20 км – от центра профиля наблюдения и 5 землетрясений с магнитудами от 2,1 до 3,7 [ФИЦ ЕГС РАН, 1993]. Параметры землетрясений приведены в табл. 1.

Землетрясение 27 ноября 2023 г. произошло после завершения наблюдений в связи с мощным снежным покровом и приведено для демонстрации усиления сейсмичности в районе исследования. Для анализа результатов рассмотрим разрезы по данным ЭТ, полученные до и после произошедших землетрясений 2023 г. и относительные изменения УЭС как примеры реакции измерений на изменения сейсмичности. Для

Таблица 1. Параметры землетрясений за период регулярных наблюдений

№	Дата	Магнитуда	Эпицентральное расстояние, км
1	28.05.2023	3,7	7
2	04.07.2023	2,1	8,5
3	26.09.2023	3,1	14
4	22.10.2023	3,4	8
5	27.11.2023	4,7	5

первого примера выбран временной интервал между измерениями, выполненными 26 мая и 02 июня. Землетрясение с магнитудой 3,7 произошло 28 мая на расстоянии 7 км на запад от начала профиля. Сопоставление разрезов ЭТ до и после события, а также количественная оценка изменений УЭС по разрезу, позволяет сделать вывод, что изменения УЭС после землетрясения были значительными и достигали 55%. При этом наблюдалось уменьшение значений УЭС до 40% в низкоомной разломной зоне, и его увеличение до 40–55% в ограничивающих её высокоомных областях, которые соответствуют коренным породам (рис. 5а).

В следующий временной интервал 4 июля произошло землетрясение с магнитудой 2,1 между измерениями ЭТ 27 июня – 21 июля на эпицентральном расстоянии 8,5 км также от начала профиля в направлении на северо-запад. Характер изменения УЭС разреза и величина вариаций существенно отличается от первого примера. Полученные вариации УЭС находятся в диапазоне от –15% до 10% и изменение знака вариаций происходит непосредственно в разломной зоне (рис. 5б).

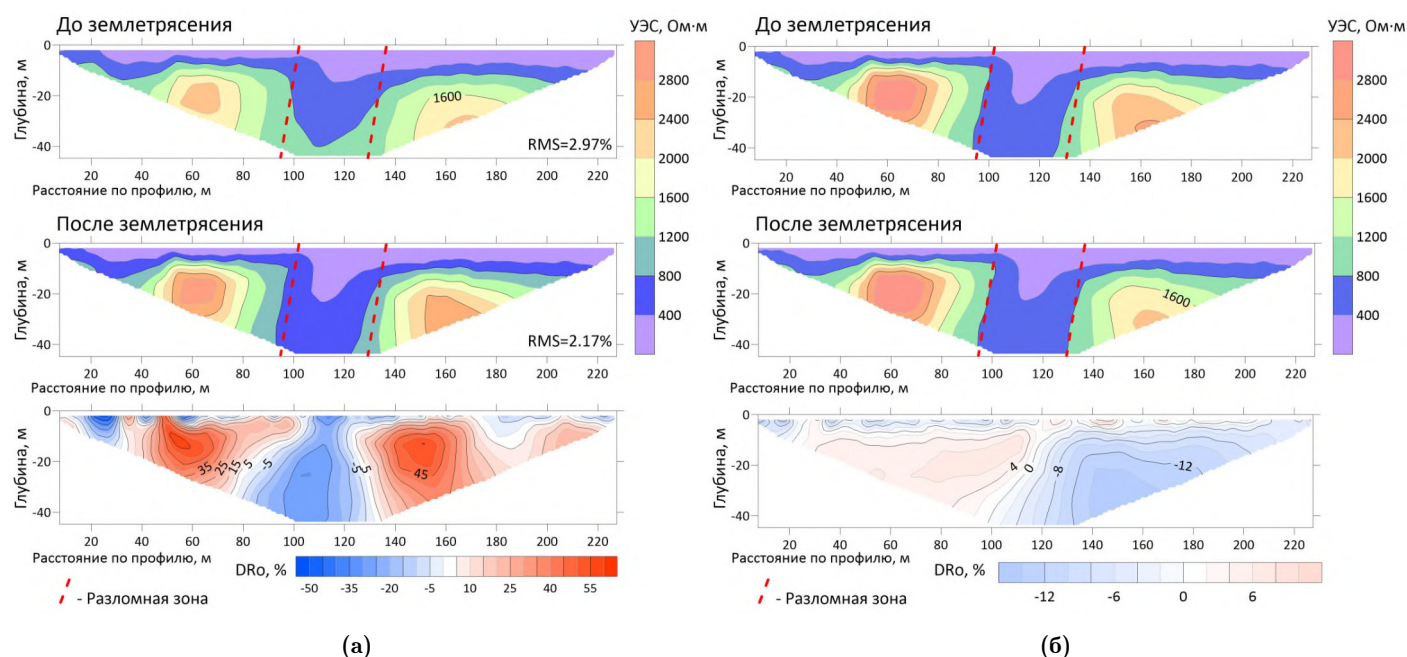


Рис. 5. Геоэлектрические разрезы по профилю мониторинга ЭТ и относительные изменения УЭС по разрезу, как реакция на природно-техногенные землетрясения; (а) – реакция на землетрясение 28 мая 2023 г. с магнитудой 3.7, (б) – реакция на землетрясение 04 июля 2023 г. с магнитудой 2,1.

Различия в вариациях УЭС как реакции на землетрясения, происходящие в разные временные периоды измерений, очевидно в первую очередь связаны с достаточно большой разницей в магнитудах этих землетрясений, причем с уменьшением магнитуды уменьшаются и вариации. Кроме того, известно, что величина вариаций зависит от направления на эпицентры событий по отношению к положению профиля. Для каж-

дой установки мониторинга имеется диаграмма чувствительности, то есть в каком-то азимуте чувствительность будет максимальной [Неведрова и Эпов, 2012]. В целом вариации УЭС, как отклик на землетрясения, можно объяснить существенным изменением гидрогеологического режима, перераспределением подземных вод под воздействием происходящих сейсмических событий, влияющих на напряженное состояние массива горных пород.

Реакция на взрывы проявляется совершенно иначе по сравнению с электромагнитным откликом на природно-техногенные землетрясения. Приведем два примера. Вначале обратимся к временному интервалу между измерениями 2 и 30 августа 2023 г., в который были зафиксированы взрывы (3 события) с магнитудами 2,2–2,7 на расстояниях от начала профиля в 6,5 км и до 10 км. Однако по результатам анализа геоэлектрических моделей до и после событий были выявлены небольшие вариации УЭС, не превышающие 5–6% по всему разрезу в исследуемом интервале глубин (рис. 6а).

Второй пример приведен для временного интервала 30 августа – 21 сентября 2023 г. (рис. 6б). В это время также произошли взрывы (3 события) с магнитудами 2,8–3,1 на расстояниях от 8 км до 11 км. Вариации УЭС уменьшились по сравнению с первым примером и составляли всего 2–3%. Можно сделать следующий вывод. На взрывы в карьерах также имеется реакция данных ЭТ, но вариации УЭС при этом небольшие, составляют первые единицы процентов. Такие низкие вариации можно объяснить малой глубиной гипоцентров событий, инициированных взрывами и соответственно существенно меньшим объемом геологической среды, на которую они воздействуют.

Таким образом, по результатам анализа вариаций УЭС выявлена разная реакция геологической среды на взрывы в карьерах и землетрясения различной магнитуд. Отличие наблюдается по величине вариаций, которые для землетрясений будут существенно выше даже для относительно слабых по магнитуде событий.

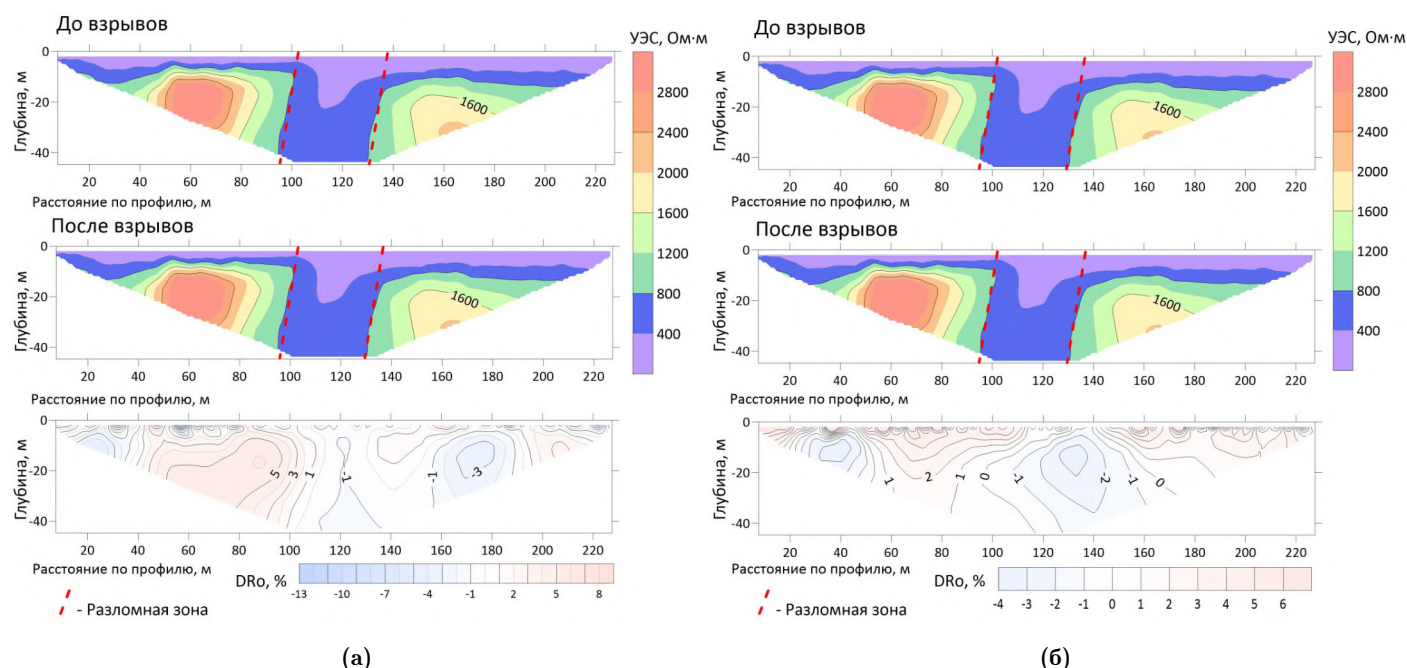


Рис. 6. Геоэлектрические разрезы по профилю мониторинга ЭТ и относительные изменения УЭС по всему разрезу, как реакция на взрывы; (а) – реакция на взрывы в угольных карьерах в интервале 2 и 30 августа 2023 г., (б) – реакция на взрывы в интервале 30 августа – 21 сентября 2023 г.

Заключение

В результате выполненного исследования определено геоэлектрическое строение в области перехода отложений Горловской впадины к Салаирскому кряжу. По данным

ЭТ разломные зоны выделяются областью пониженных значений УЭС. В ходе опытно-методических работ выбран профиль мониторинговых наблюдений, расположенный всего в нескольких километрах от угледобывающих карьеров и зоны концентрации сейсмических событий. По результатам анализа мониторинга, выполненного в 2023 г. методом ЭТ по профилю наблюдений, выявлена взаимосвязь вариаций УЭС с происходящими сейсмическими событиями.

Мобильный метод электротомографии, использованный для мониторинга, имеет развитые средства измерений и интерпретации, которые постоянно совершенствуются. Интерпретация всех полевых данных ЭТ осуществляется на основе решения обратной задачи для получения распределения истинных удельных электрических сопротивлений разреза. Относительные изменения УЭС (вариации) по разрезу были рассчитаны с использованием модернизированного программного комплекса DiInSo, в который в ходе исследования был добавлен граф обработки данных мониторинга на основе анализа разных схем регуляризации [Неведрова и др., 2023].

Следует сразу отметить, что интерпретация полевых данных за один год наблюдений не позволяет сделать полноценные выводы, тем не менее, уже убедительно показано, что вариации геоэлектрических параметров отражают реакцию геологической среды на природно-техногенные землетрясения, при этом величина вариаций значительна, достигает 50% и зависит:

1. от магнитуды события: с уменьшением магнитуды уменьшаются и вариации УЭС;
2. от направления на эпицентр, предварительно повышенная чувствительность установки ЭТ наблюдается в западном направлении;
3. от эпицентрального расстояния землетрясения, которое измеряется от центра установки до эпицентра.

В ответ на техногенные воздействия (взрывы в карьерах) выявлены небольшие вариации УЭС от 5–6% до 2–3%, что позволяет отличать реакцию на взрывы и землетрясения. За весь период регулярных наблюдений было зафиксировано более 25 техногенных воздействий (взрывов) с магнитудами от 2,1 до 3,2 и эпицентральными расстояниями от 3 до 20 км до центра профиля наблюдения. Мониторинг на выбранном участке продолжается в 2024 г., что позволит подтвердить и уточнить сделанные выводы.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-10050, <https://rscf.ru/project/23-27-10050/>.

Список литературы

- Адушкин В. В., Турунтаев С. Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. — Москва : ИДГ РАН, 2015. — EDN: TXLGWD.
- Еманов А. Ф., Еманов А. А., Павленко О. В. и др. Колыванское землетрясение 09.01.2019 г. с $M_L = 4.3$ и особенности наведенной сейсмичности в условиях Горловского угольного бассейна // Вопросы инженерной сейсмологии. — 2019. — Т. 46, № 4. — DOI: [10.21455/vis2019.4-2](https://doi.org/10.21455/vis2019.4-2).
- Еманов А. Ф., Еманов А. А., Фатеев А. В. Бачатское техногенное землетрясение 18 июня 2013 г. с $M_L = 6.1$, $I_0 = 7$ (Кузбасс) // Российский сейсмологический журнал. — 2020а. — Т. 2, № 1. — С. 48–61. — DOI: [10.35540/2686-7907.2020.1.05](https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.1.05).
- Еманов А. Ф., Еманов А. А., Фатеев А. В. и др. Техногенные сейсмические активизации в Кузбассе и Горной Шории // Вестник Научного центра ВостНИИ по промышленной и экологической безопасности. — 2020b. — Т. 2. — С. 5–18. — DOI: [10.25558/VOSTNIK.2020.94.41.001](https://doi.org/10.25558/VOSTNIK.2020.94.41.001).
- Еманов А. Ф., Еманов А. А., Фатеев А. В. и др. Техногенная сейсмическая активизация в районе Горловского угольного бассейна // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. — 2021. — Т. 8, № 1. — С. 207–210. — DOI: [10.15372/FPVGN2021080132](https://doi.org/10.15372/FPVGN2021080132).
- Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Книга 2. Макросейсмичность / под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. — Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2007.

- Кишкина С. Б., Кочарян Г. Г., Будков А. М. *и др.* Воздействие горных работ разрезов Горловского бассейна на очаги землетрясений значительной магнитуды // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. — 2021. — № 4. — С. 11–23. — DOI: [10.15372/FTP20210402](https://doi.org/10.15372/FTP20210402).
- Котельников А. Д., Максиков С. В., Котельникова И. В. *и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-44-XVIII - Черепаново. Объяснительная записка. — Москва : ВСЕГЕИ, 2015.
- Неведрова Н. Н., Шалагинов А. Е., Мариненко А. В. *и др.* Развитие программно-алгоритмических средств для обработки и интерпретации данных мониторинга методом электротомографии // Вестник НГУ. Серия: Информационные технологии. — 2023. — Т. 21, № 3. — С. 32–45. — DOI: [10.25205/1818-7900-2023-21-3-32-45](https://doi.org/10.25205/1818-7900-2023-21-3-32-45).
- Неведрова Н. Н., Эпов М. И. Электромагнитный мониторинг в сейсмоактивных районах Сибири // Геофизический журнал. — 2012. — Т. 34, № 4. — С. 209–223.
- Санчаа А. М., Неведрова Н. Н., Бабушкин С. М. *и др.* Первые результаты исследований Горловской впадины наземными методами электроразведки с контролируемыми источниками // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. — 2021. — Т. 2, № 2. — С. 272–279. — DOI: [10.33764/2618-981X-2021-2-2-272-279](https://doi.org/10.33764/2618-981X-2021-2-2-272-279).
- Сотников В. И., Федосеев Г. С., Кунгурцев Л. В. *и др.* Геодинамика, магматизм, и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. — Новосибирск : СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999.
- ФИЦ ЕГС РАН. Информация Службы срочных донесений. — 1993. — URL: <http://www.gsras.ru/new/ssd.htm> (дата обр. 05.08.2024).
- Шалагинов А. Е., Неведрова Н. Н., Бабушкин С. М. Геоэлектрическое строение разломного ограничения Горловского прогиба Новосибирской области по данным нестационарных электромагнитных зондирований // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. — 2023. — Т. 2, № 4. — DOI: [10.33764/2618-981X-2023-2-4-61-67](https://doi.org/10.33764/2618-981X-2023-2-4-61-67).
- Шалагинов А. Е., Неведрова Н. Н., Шапаренко И. О. Вариации электрофизических параметров по данным электромагнитного мониторинга как индикатор активности разломных зон // Геодинамика и тектонофизика. — 2018. — Т. 9, № 1. — С. 93–107. — DOI: [10.5800/GT-2018-9-1-0339](https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0339).
- Шапаренко И. О., Неведрова Н. Н. Применение метода электротомографии для исследования разломных структур (на примере Горного Алтая) // Геосочи-2022. Современное состояние и перспективы развития инженерной геофизики. — Тверь : ПолиПРЕСС, 2022. — С. 14–17. — EDN: THRFMF.
- Emanov A. F., Emanov A. A., Pavlenko O. V., *et al.* Kolyvan Earthquake of January 9, 2019, with $M_L = 4.3$ and Induced Seismicity Features of the Gorlovsky Coal Basin // Seismic Instruments. — 2020. — Vol. 56, no. 3. — P. 254–268. — DOI: [10.3103/S0747923920030020](https://doi.org/10.3103/S0747923920030020).

STRUCTURE AND MONITORING IN THE SEISMIC ACTIVATION ZONE OF THE GORLOVSKAYA DEPRESSION OF THE ALTAI-SAYAN FOLDED REGION ACCORDING TO ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY DATA

N. N. Nevedrova¹ , A. E. Shalaginov^{1,*} , I. O. Shaparenko¹ ,
A. M. Sanchaa¹ , and A. V. Marinenko¹ 

¹Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch Russian Academy of Sciences

****Correspondence to:** Alexander E. Shalaginov, shalaginovae@ipgg.sbras.ru.

In the last decade, the intensity of development of the Gorlovskoye coal deposit has increased significantly, which leads to the formation of seismic activation of the subsoil of the Gorlovka depression in response to man-made impact. Since 2019, earthquakes with a magnitude of more than 4 have been recorded in the area of the deposit, felt in Novosibirsk and its suburbs. The main objective of the study: as data accumulates, to identify the criteria for seismic activations using one of the methods of ground-based electrical exploration – electrical resistivity tomography. The article considers the geoelectric structure of the Gorlovka depression in the area of the transition from its deposits to the Salair ridge, and also analyzes the results of monitoring carried out in 2023 by the electrical resistivity tomography method along a profile intersecting one of the fault structures. The monitoring observation profile is located on a site selected during experimental and methodological work and is located just a few kilometers from coal quarries and the zone of concentration of seismic events. It was found that the identified variations in geoelectric parameters reflect the reaction of the geological environment not only to earthquakes occurring during the observation period, but also to man-made impacts (explosions).

Keywords: Gorlovskaya depression, natural and man-made seismicity, geophysical monitoring, electrical resistivity tomography, electrical conductivity variations, measurement techniques, software, inversion.

Received: 21 August 2024

Accepted: 25 October 2024

Published: 13 November 2024

Citation: Nevedrova, N. N., A. E. Shalaginov, I. O. Shaparenko, A. M. Sanchaa, and A. V. Marinenko (2024), Structure and Monitoring in the Seismic Activation Zone of the Gorlovskaya Depression of the Altai-Sayan Folded Region According to Electrical Resistivity Tomography Data, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5003, <https://doi.org/10.2205/2024ES000947>, EDN: JTUSOL

© 2024. The Authors.

References

- Adushkin V. V., Turuntaev S. B. Man-made seismicity – induced and triggered. — Moscow : IDG RAS, 2015. — EDN: TXLGWD.
- Earthquakes and microseismicity in modern geodynamics problems on the East European platform. Part 2. Microseismicity / ed. by N. V. Sharov, A. A. Malovichko, Y. K. Shchukin. — Petrozavodsk : Karelian Scientific Center of the RAS, 2007.
- Emanov A. F., Emanov A. A., Fateev A. V. Bachatskiy induced earthquake on June 18, 2013, $M_L = 6.1$, $I_0 = 7$ (Kuzbass) // *Russian Journal of Seismology*. — 2020a. — Vol. 2, no. 1. — P. 48–61. — DOI: [10.35540/2686-7907.2020.1.05](https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.1.05).

- Emanov A. F., Emanov A. A., Fateev A. V., *et al.* Technogenic seismic activation in Kuzbass and mountain Shoria // Bulletin of the Scientific Center of VostNII Industrial and Environmental Safety. — 2020b. — Vol. 2. — P. 5–18. — DOI: [10.25558/VOSTNII.2020.94.41.001](https://doi.org/10.25558/VOSTNII.2020.94.41.001).
- Emanov A. F., Emanov A. A., Fateev A. V., *et al.* Technogenic seismic activation in Gorlovsky coal basin area // Fundamental and applied issues of mining. — 2021. — Vol. 8, no. 1. — P. 207–210. — DOI: [10.15372/FPVGN2021080132](https://doi.org/10.15372/FPVGN2021080132).
- Emanov A. F., Emanov A. A., Pavlenko O. V., *et al.* Kolyvan earthquake 09.01.2019 with $M_L = 4.3$ and features of induced seismicity in the conditions of the Gorlovsky coal basin // Problems of Engineering Seismology. — 2019. — Vol. 46, no. 4. — DOI: [10.21455/vis2019.4-2](https://doi.org/10.21455/vis2019.4-2).
- Emanov A. F., Emanov A. A., Pavlenko O. V., *et al.* Kolyvan Earthquake of January 9, 2019, with $M_L = 4.3$ and Induced Seismicity Features of the Gorlovsky Coal Basin // Seismic Instruments. — 2020c. — Vol. 56, no. 3. — P. 254–268. — DOI: [10.3103/S0747923920030020](https://doi.org/10.3103/S0747923920030020).
- Geophysical Survey of RAS. Last EarthQuake (by Alert Service). — 1993. — (visited on 2024/08/05). <http://www.gstras.ru/new/ssd.htm>.
- Kishkina S. B., Kocharyan G. G., Budkov A. M., *et al.* Impact of Open Pit Mining in Gorlovka Coal Basin on Large Earthquakes // Journal of Mining Science. — 2021. — Vol. 57, no. 4. — P. 546–556. — DOI: [10.1134/s1062739121040025](https://doi.org/10.1134/s1062739121040025).
- Kotelnikov A. D., Maksikov S. V., Kotelnikova I. V., *et al.* State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second Edition. Kuzbass Series. Sheet N-44-XVIII – Cherepanovo. Explanatory Note. — Moscow : VSEGEI, 2015.
- Nevedrova N. N., Epov M. I. Electromagnetic monitoring in seismically active regions of Siberia // Geophysical Journal. — 2012. — Vol. 34, no. 4. — P. 209–223.
- Nevedrova N. N., Shalaginov A. E., Marinenko A. V., *et al.* Software and Algorithmic Tools Development for Processing and Interpretation Electrotomography Monitoring Data // Vestnik NSU. Series: Information Technologies. — 2023. — Vol. 21, no. 3. — P. 32–45. — DOI: [10.25205/1818-7900-2023-21-3-32-45](https://doi.org/10.25205/1818-7900-2023-21-3-32-45).
- Sanchaa A. M., Nevedrova N. N., Babushkin S. M., *et al.* First results of studies in the Gorlovskaya values by ground methods of electric exploration with controlled sources // Interexpo GEO-Siberia. — 2021. — Vol. 2, no. 2. — P. 272–279. — DOI: [10.33764/2618-981X-2021-2-2-272-279](https://doi.org/10.33764/2618-981X-2021-2-2-272-279).
- Shalaginov A. E., Nevedrova N. N., Babushkin S. M. Geoelectric structure of fault zone of the Gorlovka depression of Novosibirsk region according to the TEM data // Interexpo GEO-Siberia. — 2023. — Vol. 2, no. 4. — DOI: [10.33764/2618-981X-2023-2-4-61-67](https://doi.org/10.33764/2618-981X-2023-2-4-61-67).
- Shalaginov A. E., Nevedrova N. N., Shaparenko I. O. Variations in electrophysical parameters estimated from electromagnetic monitoring data as an indicator of fault activity // Geodynamics & Tectonophysics. — 2018. — Vol. 9, no. 1. — P. 93–107. — DOI: [10.5800/GT-2018-9-1-0339](https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0339).
- Shaparenko I. O., Nevedrova N. N. Application of the electrical resistivity tomography method for studying fault structures (using the Altai Mountains as an example) // Geosochi-2022. Current state and development prospects of engineering geophysics. — Tver : PoliPRESS, 2022. — P. 14–17. — EDN: THRFMF.
- Sotnikov V. I., Fedoseyev G. S., Kungurtsev L. V., *et al.* Geodynamics, magmatism, and metallogeny of the Kolyvan-Tomsk folded zone. — Novosibirsk : SB RAS, NRC OIGGM, 1999.

NUMERICAL SIMULATION OF TSUNAMI DURING THE EARTHQUAKE IN THE PHILIPPINES 02.12.2023

R. Mazova¹ , K. Polyakov¹ , and A. Kurkin^{1,2,*} 

¹Nizhny Novgorod State Technical University n.a. R. E. Alekseev, Nizhny Novgorod, Russia

²V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

* **Correspondence to:** Andrey Kurkin, aakurkin@gmail.com

Abstract: In this paper numerical simulation of tsunami waves is carried out using data from the earthquake off the coast of Mindanao Island in the Philippine Sea on 23 December 2023 in the western part of the Pacific Ocean. The paper considers two scenarios of seismic source localization with different dynamics of the Earth's crust displacement in the seismic source region during the earthquake process. Consideration of two scenarios with different location of keyboard blocks, into which the earthquake source is segmented, allows one to study the influence of source geometry on the characteristics of generated tsunami waves. In the course of simulation, during dynamic displacement of keyboard blocks in the earthquake source, tsunami source formation, tsunami waves and their propagation in the Pacific Ocean water area take place. The wave characteristics of the process along the mainland and island zones in the considered water area were obtained. The results of simulation for the two scenarios are compared with observational data, which makes it possible to identify which type of block arrangement provides better similarity with the recorded tsunami characteristics and, therefore, better describes the real dynamics of the earthquake source.

Keywords: earthquake and tsunami in the Philippines 02.12.2023, earthquake sources, tsunami source, tsunami waves, numerical simulation, tsunami wave characteristics.

Citation: Mazova, R., K. Polyakov, and A. Kurkin (2024), Numerical Simulation of Tsunami During the Earthquake in the Philippines 02.12.2023, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5004, EDN: MWVWQN, <https://doi.org/10.2205/2024es000949>

1. Introduction

On 23 December 2023 at 14:37 local time (UTC+8) an earthquake with magnitude $M = 7.6$ has happened off the coast of Mindanao Island, Philippines. The epicenter of the earthquake was located in the Sulawesi Sea, about 130 km southeast of Davao City, at a depth of 40 km [NOAA, 2023; USGS, 2023; Wikipedia, 2024a,b]. The earthquake generated a tsunami that propagated in the Pacific Ocean. The first tsunami waves reached the coast of Mindanao Island within minutes after the earthquake. Wave heights in some coastal areas reached 3–5 meters, resulting in significant damage and loss of life [NOAA, 2023; USGS, 2023; Wikipedia, 2024a,b]. The tsunami continued to propagate in the Pacific Ocean, reaching the shores of other islands in the Philippine archipelago, as well as Indonesia and Palau. A few hours later, the tsunami waves reached the shores of the Japanese Islands. Although the height of the waves off the coast of Japan was much smaller than in the Philippines (about 0.5 meters), they still caused some damage and required evacuation of the population from the coastal areas. Figure 1 presents data on aftershocks of the earthquake, their localization and intensity; the color of the circle corresponds to the intensity of the shock: green color corresponds to magnitude 4, yellow to magnitude 5 and minor orange circles correspond to magnitude 6, red circle with the number 7 corresponds to the epicenter of the earthquake to a magnitude 7.6 [Wikipedia, 2024b].

After the powerful main shock, with magnitude $M = 7.6$, seismic activity in the region continued to manifest itself with high intensity: in the next 24 hours no less than 39 significant aftershocks were registered, each of which had a magnitude of 5.6 or higher, which in itself is a significant seismic event.

RESEARCH ARTICLE

Received: 30 July 2024

Accepted: 5 November 2024

Published: 28 November 2024

Copyright: © 2024. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

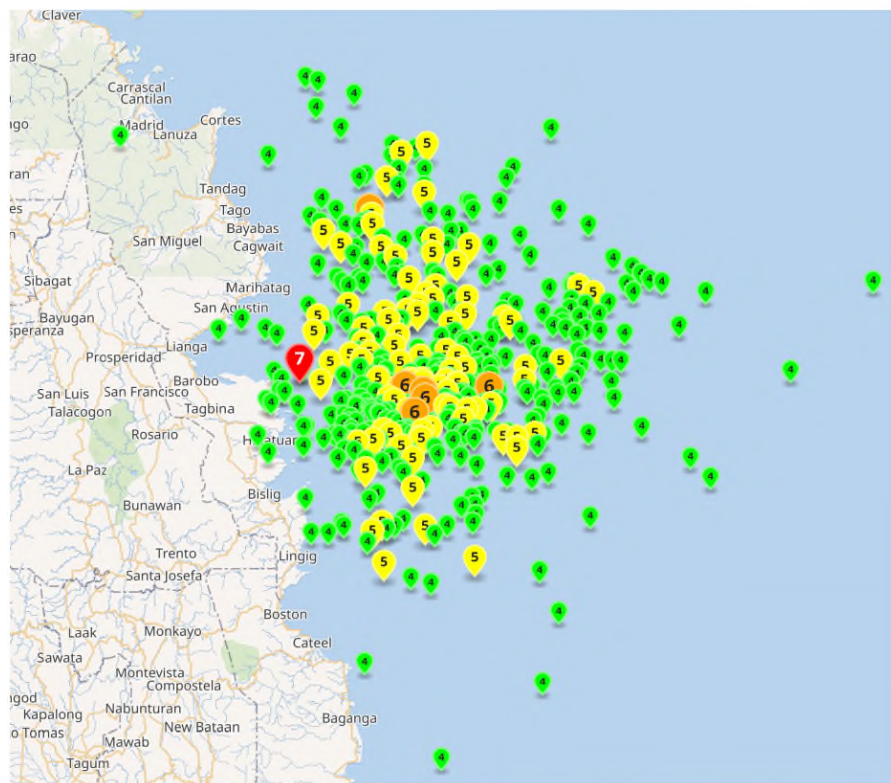


Figure 1. Epicenter and aftershocks of the earthquake 23 December 2023. Numbers on colored circles indicate magnitudes of aftershocks; the color of the circle corresponds to the intensity of the shock; red circle with the number 7 corresponds to the epicenter of the earthquake [Wikipedia, 2024b].

2. Problem Statement

2.1. Geographical and Bathymetric Characteristics of the Water Area Under Consideration

The paper considers the Pacific Ocean water area from the earthquake localization point off the coast of Mindanao Island, Philippines, to the coast of the Japanese Islands (Figure 2). Mindanao Island is the second largest island of the Philippine archipelago and is located in its southern part. The earthquake with magnitude 7.6 has happened near the coast, about 19 km to the North-West from Hinatuan city. From the earthquake site, the tsunami propagated east and northeast across the Philippine Sea, which is part of the Pacific Ocean. The Philippine Sea is bounded by the Philippine Islands to the west, the Japanese Islands to the north, the Mariana Islands to the east and the Caroline Islands to the south.

The bathymetry of the Philippine Sea is characterized by the presence of several major underwater geographical features. In the central part of the sea lies the Philippine Plate, which is a section of oceanic crust with depths ranging from 4000 to 6000 meters. To the east, the Philippine Sea is bounded by the Mariana Trench, which is one of the deepest places in the world's oceans with a maximum recorded depth of 11034 meters. To the south, the sea is bounded by a shallower area including the Carolina Plateau and the islands of Yap and Palau with depths ranging from 1000 to 4000 meters. Further north and northeast, the Philippine Sea passes into the Pacific Ocean waters surrounding the Japanese Islands. The Izu-Bonin and Japan Trough with depths up to 8000–9000 meters, as well as a number of underwater ridges and uplands, such as the Kyushu-Palau Ridge, Ogasawara Uplands and Min-Daito Uplands with depths from 2000 to 4000 meters. Directly off the coast of the Japanese Islands, the depths decrease to 500–1000 meters on the shelf and 0–500 meters in the coastal zone [NOAA, 2023; USGS, 2023; Wikipedia, 2024a,b].

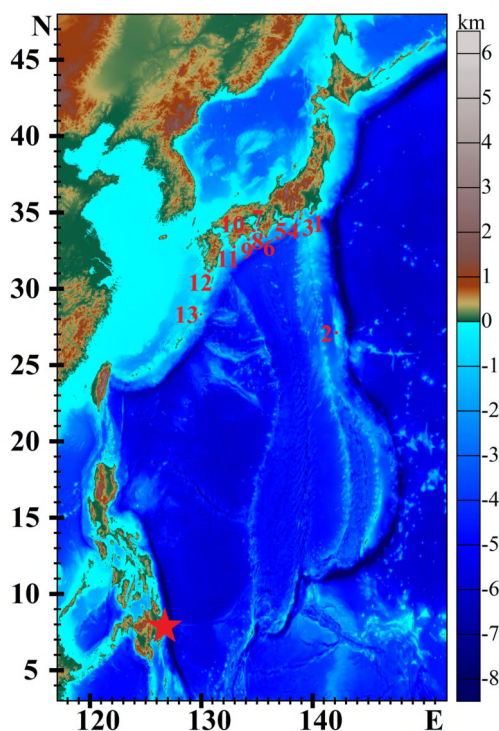


Figure 2. Estimated water area from the Philippine Islands to the Japanese Islands; red asterisk marks epicenter of the earthquake.

Thus, the study area is characterized by a complex and heterogeneous bathymetry, including both deep-sea trench and troughs and underwater ridges, uplands and relatively shallow shelves. These features of the seafloor topography have a significant impact on tsunami wave propagation.

2.2. Seismic Process Parameters and Initial Modeling Conditions

To model and analyze the seismic tsunami caused by this earthquake, the main parameters of the seismic process were determined and the initial conditions of the model were set. To simulate the dynamics of the earthquake source, a keyboard model of tsunamigenic earthquakes [Lobkovsky and Baranov, 1984] is used, in which the Earth's crustal rupture region is represented as sequentially moving keyboard blocks. Each block has its own motion parameters such as displacement height, motion onset time and motion duration. Due to the smallness of the horizontal displacement compared to the vertical displacement [Lobkovsky and Baranov, 1984], in this model only the vertical displacements of the keyboard blocks was considered. The use of the keyboard-block model allows one to reproduce in detail the dynamics of the earthquake source, including the sequential involvement of different rupture sections in the displacement process and the associated changes in tsunami wave generation. The parameters of block motion are selected in such a way as to ensure that the model results are consistent with available data on the intensity and timing of aftershocks, observational data, including seismic records and recorded tsunami wave characteristics.

Two scenarios with different block locations relative to the coastline of Mindanao Island are considered in this paper:

Scenario 1: 16 blocks forming the origin of the earthquake are located across the coastline.

Scenario 2: 18 blocks forming the earthquake source are located along the fault line. The location of the origin for Scenario 2 is more consistent with the geodynamics of the seismic process in the subduction zone. However, Scenario 1 allows to include the largest number of aftershocks for this earthquake in the zone of the considered source.

2.3. Modeling of Earthquake Source

Table 1 presents data on aftershocks of the earthquake for the first 24 hours, their localization and intensity. After the powerful main shock with magnitude $M = 7.6$ seismic activity in the region continued with high intensity: In the next 24 hours more than 39 significant aftershocks were registered, each of them having magnitude 5.6 or higher, which in itself is a significant seismic event.

Figure 3 shows a part of the considered water area with epicenter and aftershocks given in Table 1 for the first 24 hours after the earthquake. Magnitude values for each aftershock and numbering of sequence of their occurrence are marked on the picture. The color of the circle in the picture and its magnitude corresponds to the intensity of the aftershock.

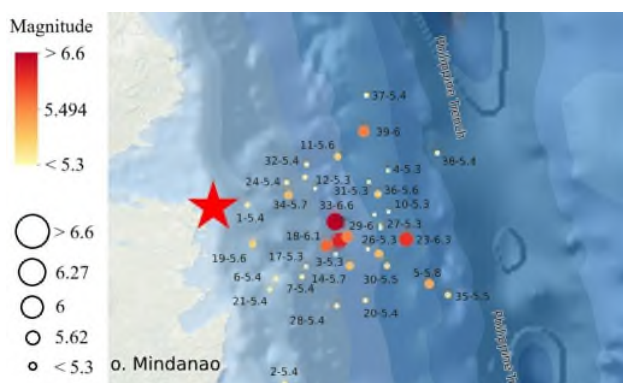


Figure 3. Epicenter and aftershocks of the earthquake in Philippines 02.12.2023 for the first 24 hours after the event. Red star corresponds to epicenter of this earthquake [Wikipedia, 2024b].

Figure 4 shows a schematic representation of the source for Scenario 1. The seismic source dimensions were estimated using the Wells formulae [Wells and Coppersmith, 1994].

For the first Scenario the earthquake origin is located across the crustal fault zone. Based on the data of Table 1 and Figures 3 and 4, the earthquake origin is constructed, in which the seismic origin is formed from a set of 16 separate blocks (Figure 5). Each block has its own motion characteristics corresponding to the maximum magnitude of aftershock with localization in this block, such as time of displacement onset, displacement height and duration of motion.

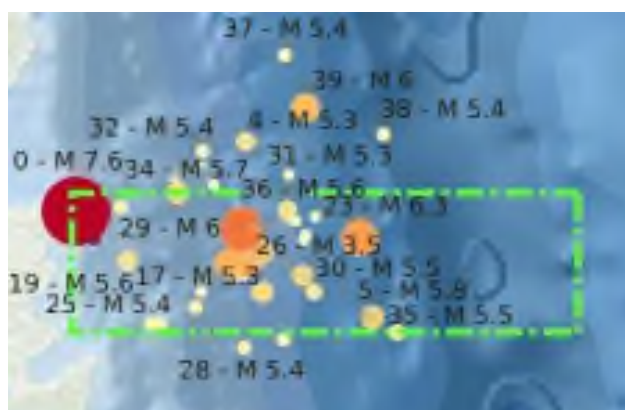


Figure 4. Schematic localization of earthquake origin in Philippines 02.12.2023. colored circles correspond to aftershocks, with marked on them aftershock magnitudes and sequence of aftershocks appearance.

Table 2 shows the data used to model the kinematics of block motion: the coordinates of the corner points, the time of block motion start, the time of block motion, and the height of block lift. The generation of tsunami waves is caused by the displacement of

Table 1. Data on earthquake aftershocks for the first 24 hours, their localizations and intensity [Wikipedia, 2024b]

No.	Magnitude	Localization	Times	Coordinates
1	5.4	25 km NE of Hinatuan, Philippines	02 2023 14:44:03	8.5324, 126.5047
2	5.4	18 km ENE of Santa Maria, Philippines	02 2023 14:44:36	8.0495, 126.6059
3	5.3	43 km NE of Barcelona, Philippines	02 2023 14:48:41	8.3993, 126.7463
4	5.3	67 km ENE of Hinatuan, Philippines	02 2023 15:00:11	8.6266, 126.8901
5	5.8	65 km ENE of Barcelona, Philippines	02 2023 15:06:46	8.3198, 127.0017
6	5.4	25 km NE of Barcelona, Philippines	02 2023 15:08:56	8.3335, 126.5833
7	5.4	31 km NE of Barcelona, Philippines	02 2023 15:22:05	8.3389, 126.6551
8	5.5	48 km ENE of Hinatuan, Philippines	02 2023 15:31:29	8.4758, 126.7648
9	5.3	58 km ENE of Hinatuan, Philippines	02 2023 15:42:47	8.5072, 126.852
10	5.3	63 km ENE of Hinatuan, Philippines	02 2023 15:46:24	8.515, 126.8914
11	6.4	47 km NE of Barcelona, Philippines	02 2023 16:03:41	8.4377, 126.757
12	5.3	45 km ENE of Hinatuan, Philippines	02 2023 16:09:04	8.5779, 126.6901
13	5.6	46 km ENE of Hinatuan, Philippines	02 2023 16:17:01	8.4904, 126.7396
14	5.7	45 km ENE of Barcelona, Philippines	02 2023 16:19:46	8.3677, 126.7855
15	5.4	44 km NE of Hinatuan, Philippines	02 2023 16:34:59	8.6092, 126.6631
16	5.7	54 km ENE of Barcelona, Philippines	02 2023 16:53:08	8.4005, 126.8647
17	5.3	34 km NE of Barcelona, Philippines	02 2023 17:02:01	8.3663, 126.666
18	6.1	41 km NE of Barcelona, Philippines	02 2023 17:40:15	8.423, 126.722
19	5.6	21 km ENE of Hinatuan, Philippines	02 2023 17:42:16	8.4261, 126.5207
20	5.4	45 km ENE of Barcelona, Philippines	02 2023 17:43:14	8.2748, 126.8279
21	5.4	21 km NE of Barcelona, Philippines	02 2023 17:45:05	8.3044, 126.5663
22	5.6	52 km ESE of Marihatag, Philippines	02 2023 17:55:28	8.6642, 126.7521
23	6.3	63 km ENE of Barcelona, Philippines	02 2023 18:09:25	8.4402, 126.9387
24	5.4	37 km NE of Hinatuan, Philippines	02 2023 18:20:40	8.5944, 126.6118
25	5.3	59 km NE of Barcelona, Philippines	02 2023 19:17:00	8.4791, 126.8697
26	5.3	52 km ENE of Barcelona, Philippines	02 2023 19:19:21	8.4136, 126.8349
27	5.3	58 km NE of Barcelona, Philippines	02 2023 19:37:00	8.4696, 126.8694
28	5.4	36 km ENE of Barcelona, Philippines	02 2023 20:39:30	8.259, 126.7494
29	6	49 km NE of Barcelona, Philippines	02 2023 20:52:15	8.4475, 126.7782
30	5.5	55 km ENE of Barcelona, Philippines	02 2023 22:35:41	8.3688, 126.8873
31	5.3	60 km ENE of Hinatuan, Philippines	03 2023 02:02:37	8.5953, 126.8367
32	5.4	44 km ESE of Marihatag, Philippines	03 2023 05:43:43	8.6422, 126.6671
33	6.6	47 km ENE of Hinatuan, Philippines	03 2023 10:35:52	8.488, 126.7454
34	5.7	37 km ENE of Hinatuan, Philippines	03 2023 10:39:23	8.5597, 126.6174
35	5.5	69 km ENE of Barcelona, Philippines	03 2023 10:53:05	8.2897, 127.0525
36	5.6	61 km ENE of Hinatuan, Philippines	03 2023 10:54:55	8.5622, 126.862
37	5.4	57 km E of Aras-asan, Philippines	03 2023 10:58:38	8.8293, 126.83
38	5.4	81 km E of Marihatag, Philippines	03 2023 12:39:36	8.6744, 127.0239
39	6	58 km E of Marihatag, Philippines	03 2023 14:35:56	8.732, 126.823

keyboard blocks in the seismic source relative to their initial position. The full time of tsunami source generation takes 130 sec.

For the second scenario the of the earthquake source is located along the subduction zone.

Figure 6 shows a schematic representation of the source for Scenario 2. The seismic source dimensions were estimated using the Wells formulae [NOAA, 2023].



Figure 5. Visualization of the constructed earthquake source for the first scenario, where the big red point is corresponds to the epicenter of the earthquake; orange and yellow circles correspond to aftershocks of the earthquake.

Table 2. Data for realization of earthquake source dynamics (Scenario 1)

Block number	X1	Y1	X2	Y2	Start time	Movement time	Displacement value
1	126.478	8.560	126.410	8.465	0	20	6
2	126.556	8.560	126.478	8.465	0	20	3.5
3	127.070	8.386	126.807	8.354	0	20	4
4	126.556	8.465	126.931	8.439	0	20	3
5	126.556	8.465	126.410	8.353	20	10	3.8
6	126.410	8.289	126.677	8.289	30	15	3.5
7	126.931	8.439	127.070	8.559	45	15	6
8	126.807	8.560	126.930	8.439	60	10	3
9	126.678	8.465	126.678	8.386	60	10	3
10	126.807	8.386	126.677	8.290	30	15	3.5
11	126.556	8.560	126.556	8.465	70	20	5
12	126.807	8.439	127.070	8.386	90	15	3.8
13	126.770	8.609	126.924	8.653	105	10	3
14	126.556	8.560	126.679	8.635	115	15	4
15	127.070	8.354	126.952	8.289	90	15	3.8
16	126.770	8.560	126.924	8.609	130	15	3.8

For this case, a source consisting of 18 blocks is considered (Figure 7). The characteristics of block motion differ significantly from the data given in the first scenario (Table 3). It can be seen that for the second scenario the movement of each block occurs in two stages, taking into account the time of occurrence of the aftershock, the localization of which coincides with this block. The process of tsunami source generation at such motion of keyboard blocks in the earthquake source takes 310 sec and has rather complicated initial structure of formation (Figure 7).

3. Numerical simulation of the spatial and temporal characteristics of tsunami wave propagation over the computed water area

To describe the modeling of tsunami generation and propagation, the paper applies a system of nonlinear shallow water equations, which can be represented in the following form [see, e.g., eq. Lobkovsky et al., 2006; Pelinovsky and Mazova, 1992; Stocker, 1957; Voltsinger et al., 1989]:

$$\begin{cases} \dot{U}^r + \dot{U} \cdot \text{grad } \dot{U}^r + g \cdot \text{grad } \eta = \dot{F}^r, \\ \eta_t + \text{div}((H + \eta - B)\dot{U}^r) = B_t, \end{cases}$$

Table 3. Data for realization of earthquake source dynamics (Scenario 2)

Blocks number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
M magnitude		5.4	6	5.7	5.2		7.6	5.4		5.5	5.3	5.3	5.3	5.7	5.4	5.4	5.4	
Start of a movement, s		270	280	130	40		0	10		100	40	100	70	160	70	10	180	
Heights, m		2.4	3.0	2.8	2.2		8	2.4		2.5	2.3	2.3	2.3	2.8	2.4	2.4	2.4	
Movement time, s		10	30	30	30		10	30		20	30	20	30	20	30	30	20	
End of movement time, s		280	310	160	70		10	40		120	70	120	100	180	100	40	200	
Blocks number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
M magnitude				5.3	5.6					6.6	6.1	5.3	5.3		5.3		5.6	
Start of a movement, s				210	180					270	120	240	200		200		240	
Heights, m				2.3	2.6					3.5	3.1	2.3	2.3		2.3		2.6	
Movement time, s				30	10					10	10	30	10		10		30	
End of movement time, s				240	200					280	130	270	210		210		270	

where η is the water surface displacement, H is the basin depth, function $B(x, y, t)$ describes the displacement of the bottom surface relative to the initial position; g is the gravity acceleration; $\vec{U} = \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix}$, $u(x, y, t)$, $v(x, y, t)$ are depth-averaged horizontal components of the wave velocity. The Coriolis force and the friction force, represented by the function $\vec{F}$:

$$\vec{F} = \begin{pmatrix} f v - g \frac{u \sqrt{u^2 + v^2}}{C_h^2 (H + \eta - B)} \\ -f u - g \frac{v \sqrt{u^2 + v^2}}{C_h^2 (H + \eta - B)} \end{pmatrix}.$$

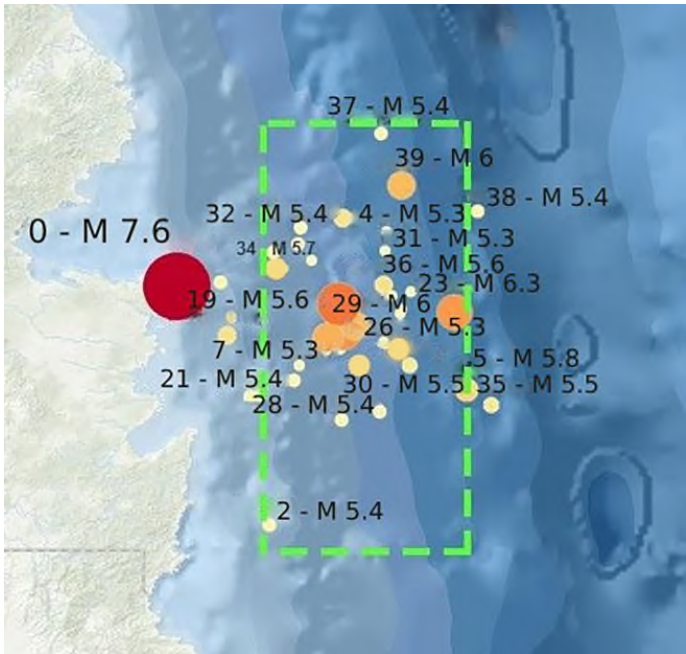


Figure 6. Schematic localization of earthquake source in Philippines 02.12.2023 colored circles correspond to aftershocks, with marked on them aftershock magnitudes and sequence of aftershock occurrence.

The Shezi coefficient was found using the formula:

$$C_h = \frac{(H + \eta - B)^{0.4}}{S_h},$$

where S_h is the roughness coefficient, $f = 2\Omega \cos \theta$ is the Coriolis parameter, Ω is the angular velocity of the Earth, θ is the geographic latitude of the Earth. Sphericity of the Earth is not taken into account. For modeling, we used the bathymetry of the Philippine Sea, the spatial step was approximately 900 m (30").

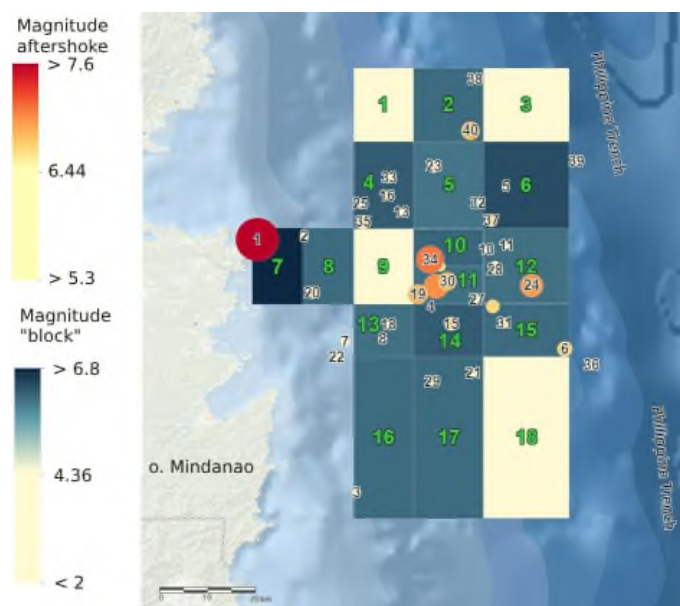


Figure 7. Visualization of the constructed earthquake source for the second scenario, where the big red point corresponds to epicenter of the earthquake; orange and yellow circles correspond to aftershocks of the earthquake.

Figure 8 shows 8 time moments during the generation of a tsunami source for Scenario 1 (Table 2). Figure 9 shows 4 time moments during the propagation of tsunami waves across the computed water area for Scenario 1.

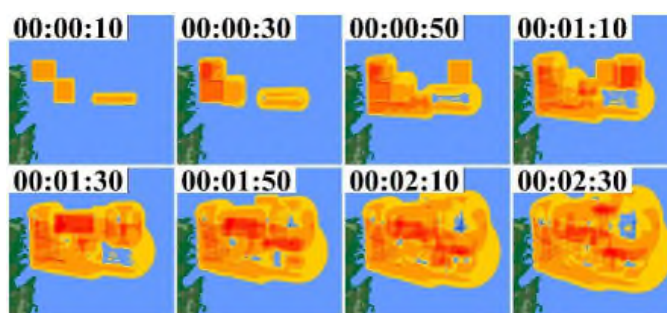


Figure 8. Generation of a tsunami source by a seismic source shown in Figure 4.

Figure 10 shows the generation of a tsunami source during the implementation of Scenario 2 for 8 time moments. The process of tsunami wave propagation during the implementation of Scenario 2 is shown in Figure 11.

As in the first scenario, the waves propagate in concentric circles from the source, reflecting from underwater obstacles and forming complex interference patterns. It is clearly seen (Figures 9 and 11) that when propagating across the water area, the waves interact with underwater obstacles and islands along their path. This leads to the phenomena of reflection, diffraction and refraction of waves, forming complex interference

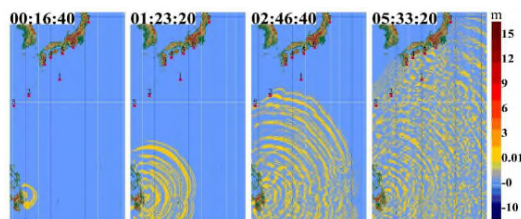


Figure 9. Propagation of wave fronts across the Philippine Sea from the island of Mindanao (Philippines) to the Japanese Islands for 4 time moments during the implementation of Scenario 1.

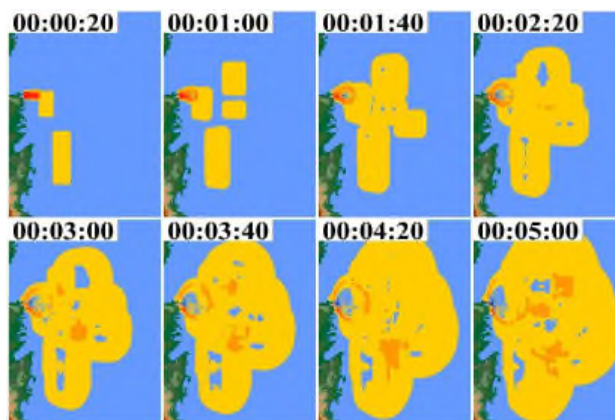


Figure 10. Generation of a tsunami source by a seismic source shown in Figure 4.

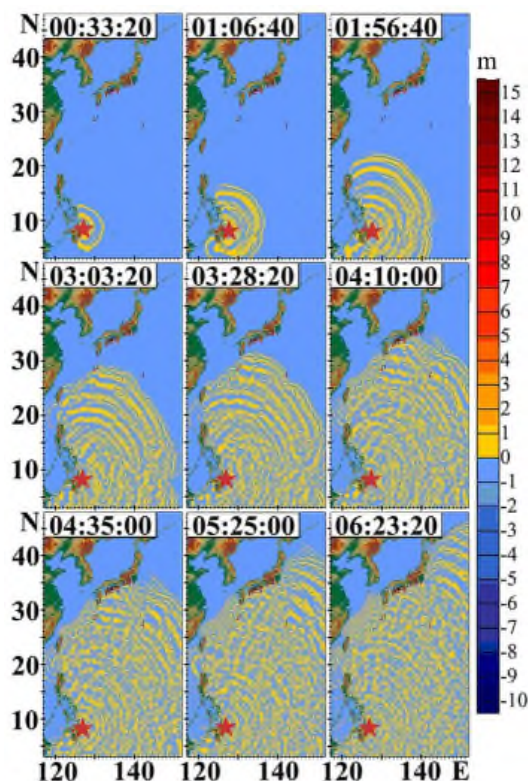


Figure 11. Propagation of wave fronts across the Philippine Sea from the island of Mindanao (Philippines) to the Japanese Islands for 9 time moments during the implementation of Scenario 2. (the asterisk indicates the epicenter of the earthquake, the color shows the wave height at each point).

patterns. As tsunami waves propagate, they gradually lose their energy due to dissipation and interaction with the submarine relief. It can be seen that the waves first reach the

coast of the Kimotsuki area in Kagoshima Prefecture approximately 3.5 hours after the earthquake. After about another 30 minutes, the waves reach the island of Shikoku, and 6 hours after the start of the simulation, the waves cover the entire southeastern coast of the Japanese islands. It should be noted that despite significant differences in the location of the source and parameters of wave generation, the general nature of their propagation remains to be similar for the two considered scenarios.

In Figures 12 and 13 it can be seen the distribution of maximum wave heights throughout the entire computed water area. It can be also seen that the areas with the highest wave heights, shown in purple, are concentrated near the source, and as they move away from the source, the wave heights become lower.

It is clearly seen that for Scenario 2, near the earthquake source, the wave heights are larger compared to the waves from the first source. However, as we move away from the sources, the difference in maximum wave heights between the two scenarios gradually smooths out and the wave heights from both sources reach comparable maximum values. In Figure 14 and Figure 15 2D histograms are presented for the distribution of tsunami wave heights on a 5-meter isobath along the coast of the Japanese Islands, where data obtained after the first scenario is shown in red, and data obtained after the second scenario is shown in blue.

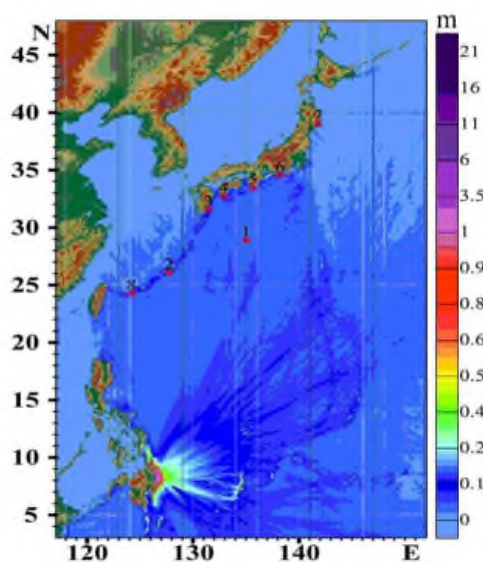


Figure 12. Distribution of maximum wave heights for the first scenario over the Pacific Ocean of from the Philippine Islands to the Japanese Islands.

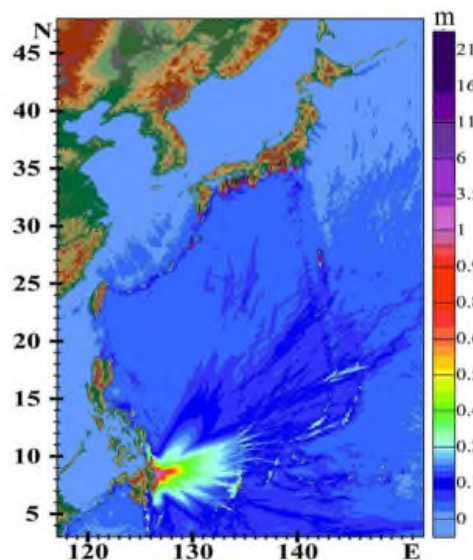


Figure 13. Distribution of maximum wave heights for the second scenario over the Pacific Ocean of from the Philippine Islands to the Japanese Islands.

Based on the above figures, it can be concluded that in both scenarios considered, the highest maximum wave heights were observed in two regions of Japan. The first region covers the part of Honshu Island located between 135° and 138°E , where the waves reached their maximum values. The second region, where significant maximum wave heights were also observed, is located on Shikoku Island in the longitude range from 133° to 134.8°E . Thus, despite the differences in scenarios, these two zones along the Japanese islands experienced the greatest impact of tsunami waves. Figures 16 and 17 present 3D histograms showing the maximum wave heights along the coast of Japan at the 5-meter isobath, along the southeastern coast of Kyushu and Honshu Island (Figure 16) and along the southeastern coast of Shikoku Island (Figure 17).

Figures 19, 20 show 3D histograms showing the maximum wave heights along the coasts of the People's Republic of China and the Republic of Korea.

It is clearly seen that during this earthquake, wave heights along the coasts of these countries do not exceed 60 cm for the coast of China, and 10 cm for the Republic of Korea.

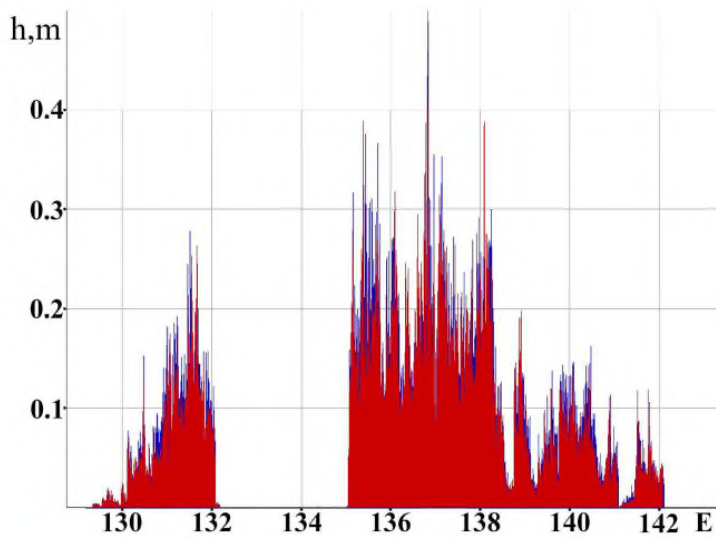


Figure 14. 2D histogram of the distribution of maximum wave heights along the southeastern coast of Kyushu Island (from 129°E to 132°E) and Honshu Island (from 135°E to 142°E).

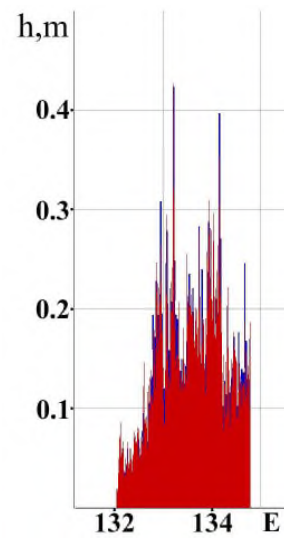


Figure 15. 2D histogram of the distribution of maximum wave heights along the southeastern coast of Shikoku Island (from 132°E to 134.8°E).

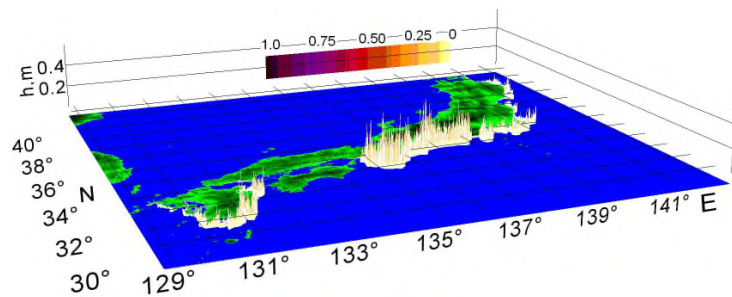


Figure 16. 3D histogram of the distribution of maximum wave heights along the southeastern coast of Kyushu Island (from 129°E to 132°E) and Honshu Island (from 135°E to 142°E). Scenario 1.

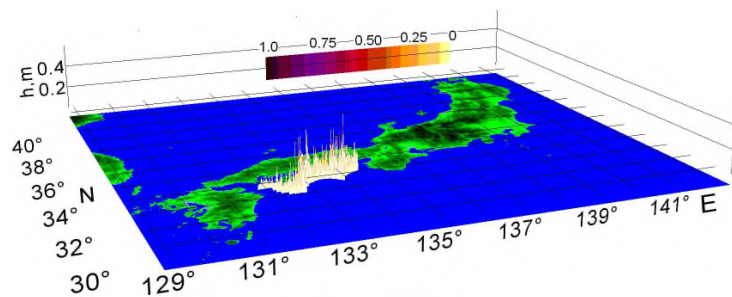


Figure 17. 3D histogram of the distribution of maximum wave heights along the southeastern coast of Shikoku Island (from 132°E to 134.8°E). Scenario 1.

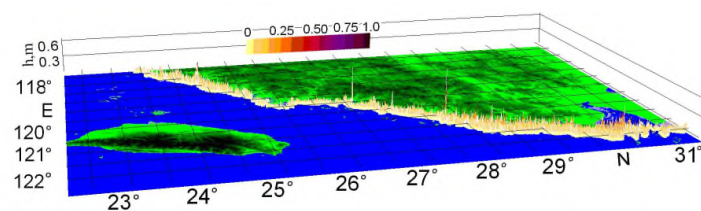


Figure 18. 3D histogram for the Yellow Sea coast from Fujian to Shanghai. Scenario 1.

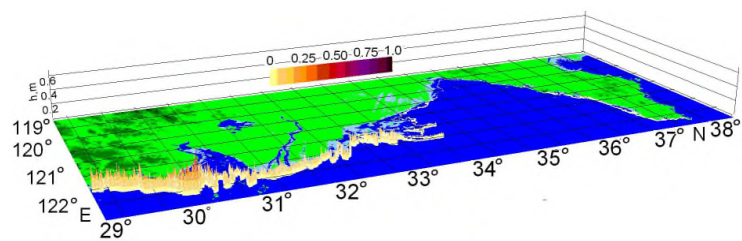


Figure 19. 3D histogram for the Yellow Sea coast from Fujian to Qingdao. Scenario 1.

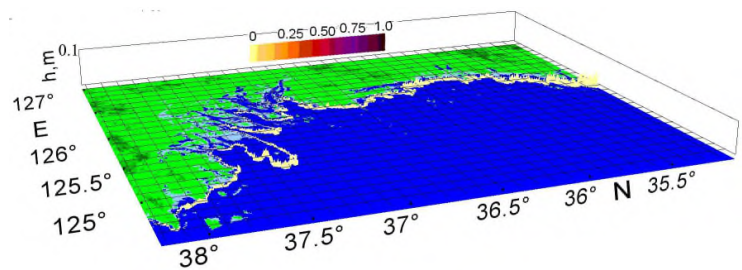


Figure 20. 3D histogram for the coast of the Republic of Korea. Scenario 1.

4. Comparison of simulation results with observational data

To compare the results of numerical simulation of tsunami waves and assess the accuracy of the methods used, a comparison was made with data obtained from real observations. A comparison was made for the maximum tsunami wave heights obtained by virtual tide gauges in the in the program complex and records by real observation stations. The obtained data are presented in Table 4.

Table 4. Comparison of observed data and numerical simulations data of two scenarios at the locations of virtual tide gauges

No.	Name of items with localization of tide gauges	Maximum displacement, cm		
		Tide gauge data [NOAA, 2024; UNESCO, 2024; USGS, 2024]	Numerical calculation	
			Scenario 1	Scenario 2
1	NERA (139.82, 34.91)	10	12.4	10.4
2	CHICHIJIMA ISLAND (142.19, 27.09)	5	33.4	32.8
3	TAGO (138.76, 34.8)	5	13.6	15.3
4	YAIJU (138.33, 34.86)	5	4.1	2.5
5	TAHARA (137.27, 34.66)	5	16.9	16.4
6	GOBO (135.16, 33.85)	10	27.3	29.9
7	KUSHIMOTO (135.78, 33.46)	10	10.2	20
8	YUKI (134.6, 33.76)	5	15.5	17.5
9	MUROTOMISAKI (134.16, 33.26)	5	22.2	25.1
10	KURE (133.25, 33.33)	5	18.2	13.8
11	TOSA-SHIMIZU (132.95, 32.77)	10	21.5	23.4
12	ODOMARI (130.68, 31.01)	10	4.2	15.3
13	KOMINATO, AMAMI ISLAND (129.53, 28.31)	10	5.4	6.7

The data presented in Table 4 can also be seen in the comparison graph (Figure 21).

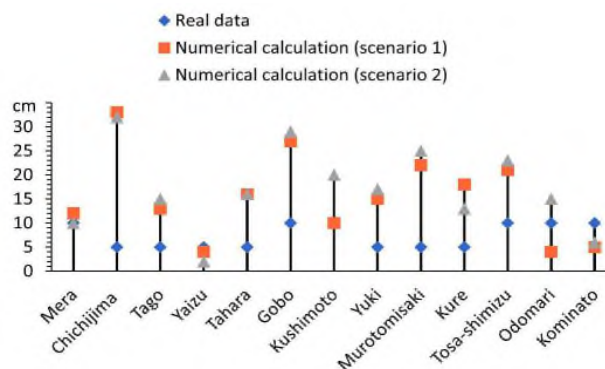


Figure 21. Graphic comparison of the results of computation of tsunami wave heights at a number of points in the computed water area.

5. Conclusions

In the paper a strong earthquake off the coast of the island of Mindanao, in the Philippines, which occurred on December 23, 2023 with a magnitude of $M = 7.6$ is studied. Possible model seismic sources of this earthquake were constructed, and the possible kinematics of keyboard blocks in the earthquake source were analyzed. Numerical simulation of the generation and propagation of tsunami waves was carried out for two earthquake scenarios. Maximum wave heights and time to reach several coastal locations were estimated for both scenarios. The highest wave heights were obtained in the southeastern part of the island of Honshu, located between 135° and 138°E , as well as the southeastern part of the island of Shikoku in the longitude range from 133° to 134.8°E . Comparative assessments of data from virtual tide gauges using numerical simulation and available field data from tide gauge stations were made. As can be seen from the Table, 4 a good agreement was obtained for maximum wave heights in a number of mainland and island locations. Thus, numerical simulation of a seismic tsunami using a keyboard model of a seismic source made it possible to obtain important information about the characteristics of the generated waves, their propagation and impact on coastal areas.

Acknowledgments. This work was supported by the Laboratory of Nonlinear Hydrophysics and Natural Disasters of the [V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute](#), grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (agreement No. 075-15-2022-1127 dated July 1, 2022).

References

- Lobkovsky, L. I., and B. V. Baranov (1984), Keyboard model of strong earthquakes in island arcs and active continental margins, *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 275(4), 843–857 (in Russian).
- Lobkovsky, L. I., B. V. Baranov, R. K. Mazova, and L. Y. Kataeva (2006), Implications of the seismic source dynamics for the characteristics of a possible tsunami in a model problem of the seismic gap in the Central Kurile region, *Russian Journal of Earth Sciences*, 8(5), <https://doi.org/10.2205/2006ES000209>.
- NOAA (2023), M 7.6 - 19 km E of Gamut, Philippines, <https://www.ngdc.noaa.gov/hazel/view/hazards/earthquake/event-more-info/10721>, (visited on 24/08/10).
- NOAA (2024), Latest news and features, <http://earthquake.usgs.gov>, (visited on 24/08/10).
- Pelinovsky, E. N., and R. K. Mazova (1992), Exact analytical solutions of nonlinear problems of tsunami wave run-up on slopes with different profiles, *Natural Hazards*, 6(3), 227–249, <https://doi.org/10.1007/BF00129510>.

- Stocker, J. J. (1957), *Water Waves The Mathematical Theory With Applications*, Interscience Publishers, New York.
- UNESCO (2024), International Tsunami Information Centre, <http://www.tsunamiwave.info/>, (visited on 24/08/10).
- USGS (2023), Significant Earthquake Information, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us7000lff4/executive>, (visited on 24/08/10).
- USGS (2024), Significant Earthquakes - 2024, <http://earthquake.usgs.gov>, (visited on 24/08/10).
- Voltsinger, N. E., K. A. Klevanniy, and E. H. Pelinovskiy (1989), *Long-Wave Dynamics of Coastal Zone*, 271 pp., Gidrometeoizdat, Leningrad (in Russian).
- Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974–1002, <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974>.
- Wikipedia (2024a), December 2023 Mindanao earthquake, https://en.wikipedia.org/wiki/December_2023_Mindanao_earthquake, (visited on 24/08/10).
- Wikipedia (2024b), Data:December 2023 Mindanao earthquake.map, https://commons.wikimedia.org/wiki/Data:December_2023_Mindanao_earthquake.map, (visited on 24/08/10).

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ОЗЕРНОЙ СИСТЕМЫ ЧАЙКА, ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ВОДЫ И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

А. П. Истомин^{1,*} , А. С. Межевова¹ , С. А. Истомин¹ , и И. Д. Хренов¹

¹ФНЦ агроэкологии РАН, Волгоград, Россия

* **Контакт:** Александр Петрович Истомин, istomin-ap@vfanc.ru

Проведена оценка состояния водных экосистем северной («высокой») части Волго-Ахтубинской поймы (на примере ерика Песчаный озерной системы Чайка). По результатам мониторинга 2021–2023 гг. изучен современный гидрологический режим озерной системы Чайка, подготовлены рекомендации по предупреждению деградации водных объектов, входящих в систему. Зафиксирована эффективность осуществления мероприятий по расчистке водных объектов поймы и строительству регулирующих водопропускных сооружений (ВПС). Выполнен мониторинг прохождения весеннего половодья на озерной системе Чайка, расположенной на территории Волго-Ахтубинской поймы. Выявлена зависимость направления тока воды по водным объектам озерной системы в зависимости от осуществления сбросных расходов через Волгоградский гидроузел и обводненности водных объектов Каширинского и Краснослободского водных трактов. Подготовлены рекомендации по управлению регулируемыми водопропускными сооружениями с целью эффективного обводнения озерной системы Чайка с учетом гидрологического режима Краснослободского и Каширинского водных трактов. Проведено ретроспективное дешифрирование космических снимков Landsat-5, Landsat-7 и Sentinel-2, в результате которого выявлено деградированное озеро и предложены рекомендации для его восстановления. Проведены комплексные исследования воды и донных отложений, в том числе на загрязненность тяжелыми металлами и пестицидами. Выявлено, что концентрация некоторых из исследуемых элементов превышает норматив или близится к превышению. Даны рекомендации по дальнейшему наблюдению за состоянием водных объектов озерной системы Чайка, а так же предложен возможный вариант использования донных отложений.

Ключевые слова: национальный проект «Экология», качество воды, донные отложения, химический состав, озерная система Чайка, экологическая реабилитация.

Цитирование: Истомин, А. П., А. С. Межевова, С. А. Истомин, и И. Д. Хренов Особенности гидрологического режима озерной системы Чайка, оценка качества воды и донных отложений // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES5005. — DOI: 10.2205/2024es000950 — EDN: FDPMRM

Введение

Одной из актуальных проблем современного общества является сохранение и поддержание экологически приемлемого качества вод. Данный вопрос активно обсуждается в мировом научном сообществе. [Терещенко и др., 2023; He et al., 2021; Zhao et al., 2020a; Zheng et al., 2021]. Научные исследования в сфере изучения состояния водных объектов являются на сегодняшний день крайне актуальными, а оценка долгосрочных изменений качества воды имеет важное научное и практическое значение. Одним из источников пресной воды в мире являются водные объекты вместе с их экосистемами, которые используются в различных отраслях хозяйственной деятельности. Стоит отметить, что в настоящее время остаются актуальными проблемы рационального водопользования и эффективного управления водными ресурсами в контексте продолжающегося изменения климата [Порфирьев и др., 2022; Cenci and Martin, 2004; Chen et al., 2020;

<https://elibrary.ru/fdpmrn>

Получено: 22 июля 2024 г.

Принято: 5 ноября 2024 г.

Опубликовано: 2 декабря 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

Zhao et al., 2020b]. Существует вероятность аридизации климата на юге европейской части России и Западной Сибири [Катцов и Семенов, 2014], что сделает проблему водообеспечения этих регионов особенно острой.

Можно также отметить долины крупных рек, таких как Тигр, Евфрат, Нил, Инд, Ганг, Хуанхэ, Янцзы, где образовались первые цивилизации из-за благоприятных условий для развития сельского хозяйства. В настоящее время пойменные территории крупных рек подвержены активному антропогенному воздействию [Архинов, 2017].

Вопрос восстановления водных объектов и пойменных территорий является в настоящее время актуальным как за рубежом, так и на территории России. На территории Европейского союза действует стратегия биоразнообразия (Biodiversity Strategy), представляющая собой комплексный план по защите природы и предотвращению деградации экосистем. В 1995 году для этих целей был основан Европейский центр восстановления рек (ECRR, European Centre for River Restoration) [Сазонов и др., 2015; Verheij et al., 2021]. На территории Российской Федерации активно реализуются федеральные проекты «Оздоровление Волги» и «Сохранение уникальных водных объектов» национального проекта «Экология». Завершение указанных федеральных проектов запланировано на 2024 год. Учитывая, что необходимость выполнения мероприятий по восстановлению водных объектов сохраняется, в настоящее время под эгидой Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации осуществляется формирование объединенного федерального проекта по экологическому оздоровлению водных объектов России [Беляев и др., 2021].

Волго-Ахтубинская пойма – уникальная экологическая система засушливого юга России. На территории встречаются редкие виды птиц, млекопитающих и рыб, в 2000 г. образован природный парк «Волго-Ахтубинская пойма», призванный обеспечить соблюдение природоохранного режима. Территория Волго-Ахтубинской поймы характеризуется высокой степенью антропогенной трансформации, оказывающей негативные изменения на практически все компоненты ландшафта, динамику развития и разнообразия экосистем [Kholodenko et al., 2022].

Учитывая актуальность, федеральным проектом «Оздоровление Волги» восстановление уникальных объектов Волго-Ахтубинской поймы предусмотрено отдельной строкой. В результате создания Волжско-Камского каскада водохранилищ управляющие органы поддерживают параметры специальных весенних попусков, приведенные к среднему многолетнему значению, отклоняясь только в многоводные (2016 г.) и маловодные (2006, 2015 гг.). Вследствие неблагоприятной гидрологической обстановки происходит снижение воспроизводства биологических ресурсов, а также деградация водно-болотных угодий и пойменных лесов [Болгов и др., 2017; Горелиц и Землянов, 2013].

Научная новизна исследований особенностей гидрологического режима обусловлена значительным переустройством гидрографической сети поймы в рамках реализации мероприятий, предусмотренных национальным проектом «Экология» (расчистка и экологическая реабилитация водных объектов, строительство гидротехнических сооружений).

Исходя из вышеизложенного, целью настоящей работы является исследование современного гидрологического режима территории Волго-Ахтубинской поймы на примере озерной системы Чайка, подготовка предложений по предотвращению её деградации, а также определение возможности использования ресурсов озерной системы (вода, донные отложения) в сельском хозяйстве.

Материалы и методы

Объект исследований расположен на территории Волго-Ахтубинской поймы в границах Среднеахтубинского района Волгоградской области. Озерная система Чайка является типичной озерной системой Волго-Ахтубинской поймы, которая вследствие изменения гидрологических условий подвержена процессам деградации. В рамках национального проекта «Экология» в озерной системе Чайка реализованы природо-

охранные мероприятия, включающие расчистку и реабилитацию водных объектов, а также строительство и реконструкцию водопропускных сооружений (ВПС) [Беляев и др., 2023].

В период весеннего половодья в 2023 году в соответствии с методикой ГСИ («Расход воды на реках и каналах. Методика выполнения измерений методом “скорость – площадь” МИ 1759-87») проведён мониторинг уровня воды на ВПС №117, 113, 151 и 85, которые использовались в качестве гидрологических постов. Уровень воды над нулем поста измерялся при помощи гидрометрической рейки ГР-56М, а скорость течения при помощи измерителя скорости потока ИСП-1М. Все водопропускные сооружения, на которых проводился мониторинг, представляют собой прямоугольную трубу 2000 мм на 2000 мм. В процессе мониторинга также определялось направление течения воды через водопропускные сооружения.

Данные водопропускные сооружения выбраны как определяющие возможность захода воды в озерную систему Чайка из Краснослободского и Каширинского водных трактов, через водные объекты, которые были расчищены в результате природоохранных мероприятий.

Для анализа рассматриваемой территории, проведено ретроспективное дешифрирование космических снимков Landsat-5, Landsat-7 и Sentinel-2 на которых выделена площадь исследуемого водного объекта в пиках половодья (или максимально приближенные к ним даты) в 1985, 1995, 2004, 2016, 2022 и 2023 годах.

В настоящих исследованиях для измерения содержания химических элементов в воде и донных грунтах проводили определение 15 элементов в воде и 5 элементов в донных грунтах. Содержание исследуемых химических элементов, как известно, в большей степени характеризует состояние вод в текущий момент времени, а химический состав донных отложений дает представление об интегральной характеристике экологического состояния водных экосистем.

Отбор проб донных отложений проводили согласно РД 52.24.609-2013 при помощи дночерпателя.

Содержание водорастворимых форм катионов и анионов в донных отложениях проводили методом капиллярного электрофореза по методикам ПНД Ф 16.1:2.2.3:2.2.69-10 и ПНД Ф 16.1:2.2.2:2.3.74-2012.

Агрохимический состав донных отложений определяли согласно следующим методикам: pH водной вытяжки определяли по ГОСТ 26423-85, органическое вещество по ГОСТ 26213-91, азот общий по ПНД Ф 16.1:2.2.3.82-2013, фосфор общий по ПНД Ф 16.2:2.3.73-2012, калий общий по ГОСТ 26718-85.

Тяжелые металлы в пробах донных отложений определяли методом атомно-абсорбционной спектроскопии по методике ПНД Ф 16.1:2.2.2:2.3.36-2002 и ПНД Ф 16.1:2.2.3.17-98.

Определение массовой доли пестицидов в пробах донных отложений проводили методом газовой хроматографии с использованием детектора типа электронного захвата с применением разделительных фаз различной полярности путём сравнения площади пика анализируемого и градуировочного растворов (РД 52.18.180-2011).

Оценку донных отложений проводили с использованием норм и критериев оценки загрязнённости донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга, разработанный на основе норм и критериев Голландии, предложенных Агентством по охране окружающей среды Голландии (DCMR), Центром исследования почв и грунтов (TNO) и фирмой «HASKONING» [Нормы и критерии оценки загрязнённости донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга, 1996].

Результаты и их обсуждение

Территория озёрной системы Чайка является типичным ландшафтом Волго-Ахтубинской поймы. Реализованные природоохранные мероприятия позволили значительно улучшить ситуацию по обводнению данной озёрной системы, а также обеспечить сохранение воды в меженьный период [Беляев и др., 2023].

В результате проведенного мониторинга в период половодья 2021–2023 годов [Истомин и Истомин, 2024] установлено, что начало заполнения озерной системы Чайка в период половодья осуществляется с Каширинского водного тракта при сбросных расходах через Волгоградский гидроузел более 20 000 куб. м/с через ВПС №117, расположенное на ерике Песчаный (табл. 1). После реконструкции данного сооружения, его пропускная способность увеличилась более чем в 10 раз. За период специального весеннего пуска через Волгоградский гидроузел через указанное сооружение прошло 3,043 млн куб. м воды. Данный объем воды позволил обводнить озерную систему Чайка и обеспечить запас воды на период межени [Беляев и др., 2023].

Направление потока воды через водопропускные сооружения №85, 113, 151 изменялся в зависимости от уровня воды в Краснослободском водном тракте (оз. Дегтярное) (табл. 1).

При проведении исследований, авторами установлено, что в начале половодья и подъеме воды в озерной системе Чайка, вода начинает поступать через протоки и водопропускные сооружения №113, 151 и 85 в Краснослободский водный тракт, обводнение которого из р. Волга затруднено ввиду наличия двух переливных плотин на ерике Верблюды (Затонский) [Истомин и др., 2023]. Посредством водных объектов озерной системы Чайка образуется гидравлическая связь между Каширинским и Краснослободским водными трактами. В результате проведенного мониторинга весеннего половодья на водопропускных сооружениях озерной системы Чайка установлено направление движения воды в самой озерной системе при различных расходах через Волгоградский гидроузел (рис. 1).

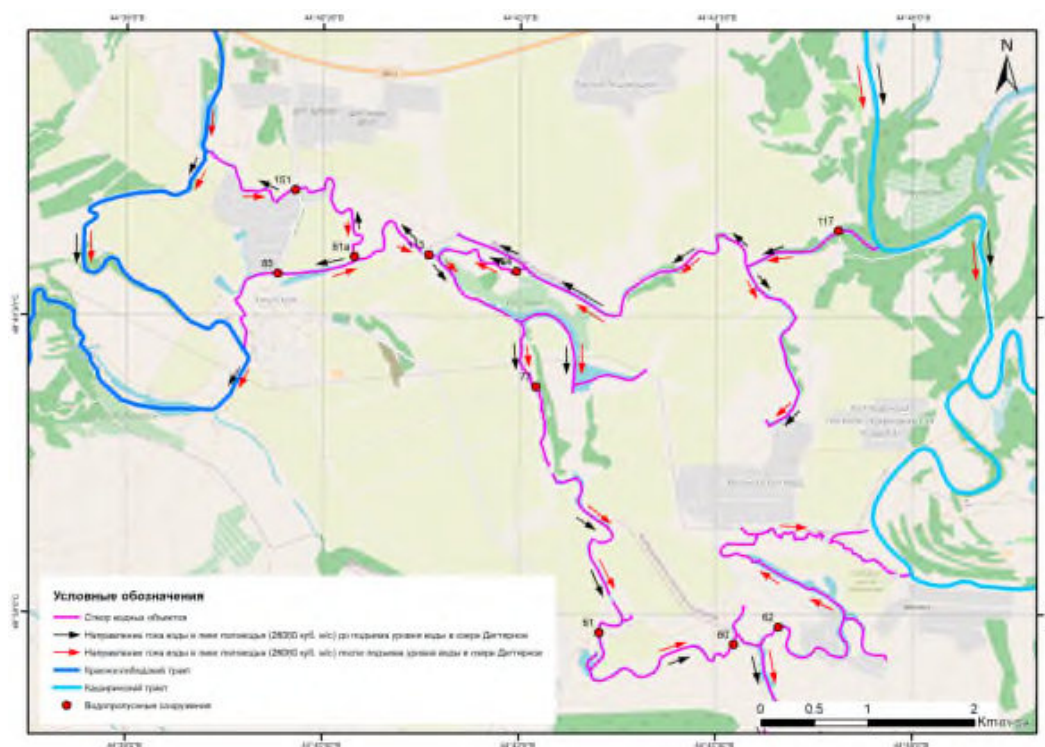


Рис. 1. Направление движения воды в половодье в озерной системе Чайка.

В конце половодья, при заполнении Краснослободского водного тракта происходит выравнивание уровней воды с озерной системой Чайка и однонаправленный ток из озерной системы разворачивается в обратную сторону. За период весеннего половодья 2023 года через ВПС №113 произошел переток воды из озерной системы Чайка в Краснослободский водный тракт объемом 0,791 млн куб. м.

В целях эффективного обводнения озерной системы Чайка необходимо во время весеннего половодья осуществлять регулирование поступления воды в Краснослободский водный тракт посредством перекрытия ВПС №113. После наполнения озерной

Таблица 1. Результаты мониторинга на водопропускных сооружениях [Истомин и Истомин, 2024]

Номер ВПС	Дата	Уровень воды над нулем поста, м	Скорость течения, м/с	Расход воды через ВПС, куб. м/с	Направление тока воды	Расход воды через Волгоградский гидроузел, куб. м/с
117	14.04.2023	0	0	0	Ток отсутствует	19210
	15.04.2023	0,50	1,58	1,58	В озерную систему Чайка	21130
	16.04.2023	0,85	1,612	2,74		22840
	17.04.2023	1,30	1,715	4,459		25610
	18.04.2023	1,65	2,066	6,8178		25790
	19.04.2023	1,85	1,216	4,4992		25680
	20.04.2023	1,95	1,175	4,5825		25690
	21.04.2023	2,00	1,213	4,852		25610
	22.04.2023	2,00	1,423	5,692		22680
	23.04.2023	Закрытие шандор	–	–	Ток отсутствует	19600
113	17.04.2023	1,1	0,644	1,4168	Из озерной системы Чайка	25610
	18.04.2023	1,7	0,607	2,0638		25790
	19.04.2023	1,8	1,076	3,8736		25680
	20.04.2023	1,9	0,845	3,211	В озерную систему Чайка	25690
	21.04.2023	2	0,353	1,412		25610
	22.04.2023	Закрытие шандор	–	–	Ток отсутствует	22680
85	18.04.2023	0	0	0	Ток отсутствует	25790
	19.04.2023	0,35	1,017	0,7119	Из озерной системы Чайка	25680
	20.04.2023	1,3	0,087	0,2262		25690
	21.04.2023	1,45	0,04	0,116	В озерную систему Чайка	25610
	22.04.2023	1,6	0,04	0,128		22680
151	15.04.2023	0	0	0	Ток отсутствует	21130
	16.04.2023	0	0	0		22840
	17.04.2023	0,05	0,2	0,02	Из озерной системы Чайка	25610
	18.04.2023	0,5	1,506	1,506		25790
	19.04.2023	0,85	1,052	1,7884		25680
	20.04.2023	1,73	0,061	0,211 06	В озерную систему Чайка	25690
	21.04.2023	1,9	0,066	0,2508		25610
	22.04.2023	2	0,075	0,3		22680

системы Чайка и началом тока воды на ВПС №60 и 62, при необходимости, следует открыть сооружение №113.

Расчистка ерика Чайка являлся одним из мероприятий, реализованных при комплексной экологической реабилитации озерной системы Чайка. Ерик Чайка является в настоящее время тупиковым. Используя данные дистанционного зондирования Земли, при ретроспективном анализе рассматриваемой территории установлено, что ранее, в тупиковой части ерика Чайка существовало озеро потенциальной площадью 12 га.

В результате анализа космических снимков Landsat-5, Landsat-8 и Landsat-9 авторами выделена площадь деградированного водного объекта в пиках половодья (или максимально приближенные к ним даты) в 1985, 1995, 2004, 2016, 2022 и 2023 годах (рис. 2а).

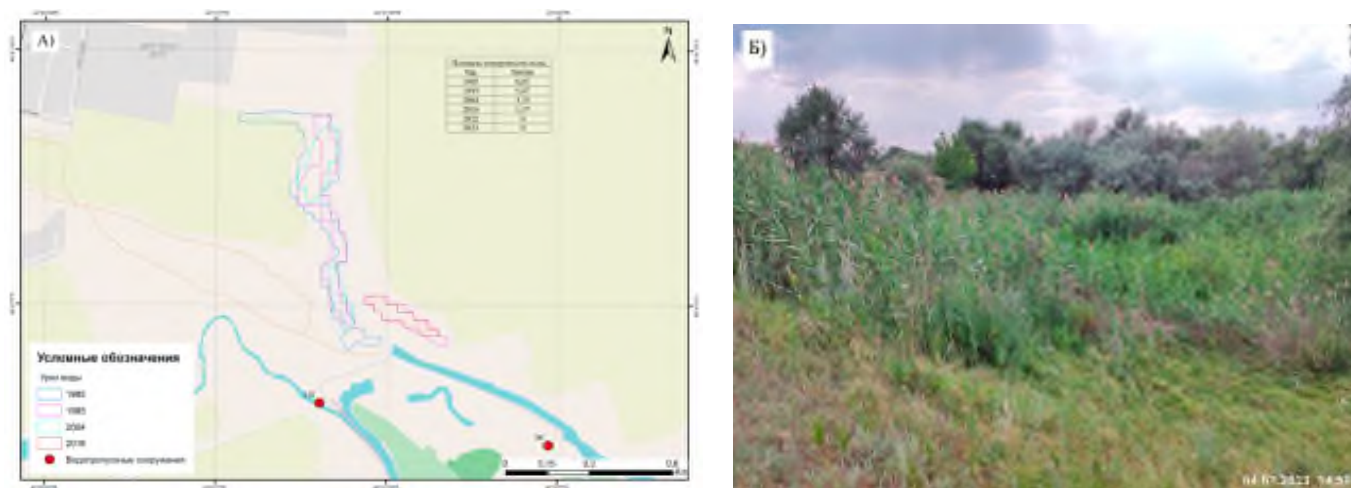


Рис. 2. Исследуемое озеро. А – ретроспективный анализ поверхности воды в озере; Б – современное состояние озера (Фото авторов).

Наибольшая площадь водной поверхности (8,03 га) по данным дистанционного зондирования на данном озере зафиксирована в 1985 году. Впоследствии, площадь водного объекта сокращалась с течением лет. В 2022–2023 годах вода в озере не отмечалась, что подтвердили данные, полученные в результате верификационных выездов в различные гидрологические фазы.

В настоящее время ложе озера заросло тростником обыкновенным (*Phragmites australis*), по бортам ложе озера отмечаются древесные растения, представленные лохом узколиственным (*Elaeagnus angustifolia*), дубом черешчатым (*Quercus robur*) и ивой (*Salix*) (рис. 2б).

Для восстановления водного объекта, учитывая результаты анализа ранее выполненных природоохранных мероприятий в озерной системе Чайка, которые показали свою эффективность при обводнении территории [Беляев и др., 2023], авторами предлагается возведение регулируемого водопропускного сооружения. Данное водопропускное сооружения необходимо возводить на месте существующей пересыпки, по которой проходит автомобильная дорога с грунтовым покрытием от трассы Средняя Ахтуба-Краснослободск до СНТ Чайка.

Для определения абсолютной отметки низа трубы перспективного (предлагаемого к реализации) водопропускного сооружения, проведено нивелирование местности от ВПС №113 (низ трубы) до точки предполагаемой авторами, на которой необходимо установить водопропускное сооружение (рис. 3).

В результате нивелирования местности, авторами предлагается рассмотреть вопрос установки на ерике Чайка прямоугольного регулируемого водопропускного сооружения 2000 мм на 2000 мм на отметке низа трубы –7,5 м БС. Учитывая гидравлическую связь, в пике половодья (25 000–27 000 куб. м/с) на данном перспективном водопропускном сооружении отметка уровня воды будет на уровне 1,8–2 м от низа трубы, что позволит наполнить озеро водой. Площадь восстановленного водного объекта после строительства сооружения оценивается в 10–12 га.

Для обеспечения проточности восстановленного озера предлагается запроектировать и реализовать природоохранные мероприятия по устройству протоки от восстановленного озера до ВПС №151.

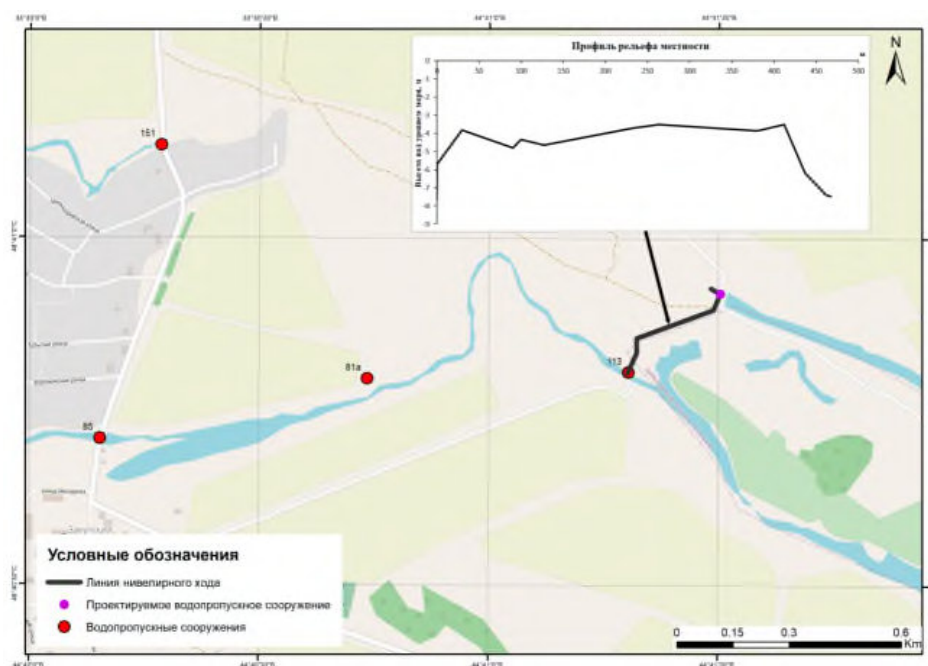


Рис. 3. Картограмма расположения предлагаемого водопропускного сооружения.

Поступление воды в период весеннего половодья в озерную систему Чайка из Каширинского водного тракта осуществляется через ерик Песчаный и водопропускное сооружение №117. Качество воды в озерной системе Чайка напрямую зависит от качества воды в Каширинском водном тракте, ерике Песчаный и содержании химических элементов в донных отложениях. Поступающие в водные объекты загрязнения, накапливаются в донных отложениях и могут быть источником «вторичного» загрязнения водных ресурсов озерной системы Чайка (рис. 4).

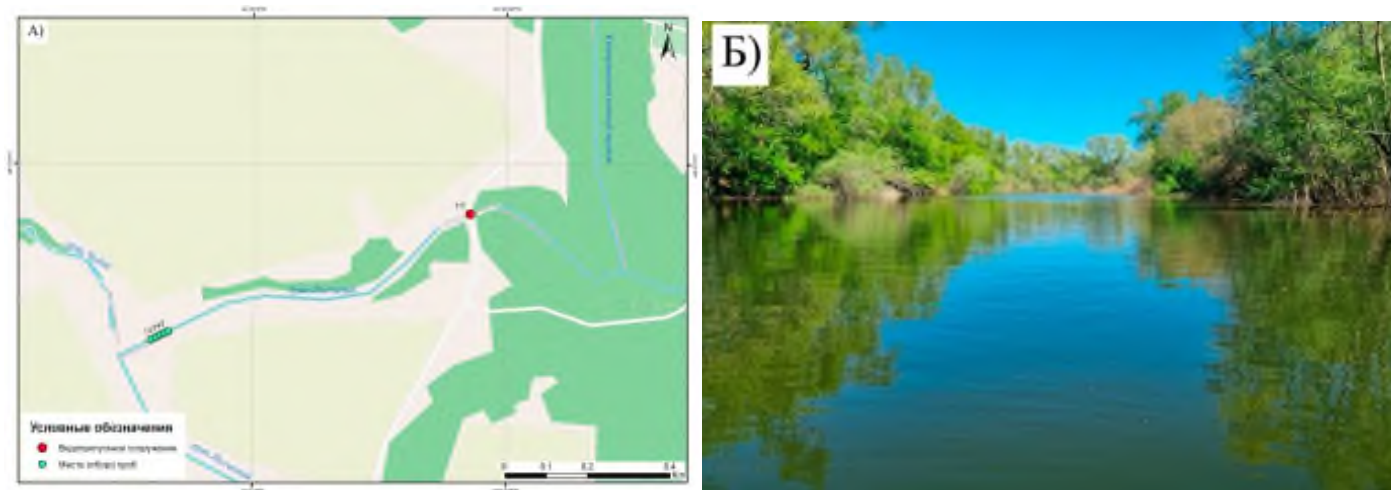


Рис. 4. Отбор проб воды из ерика Песчаный. А – Картограмма отбора проб воды в ерике Песчаный; Б – Фото объекта исследований, ерик Песчаный (Фото авторов).

Результаты полевых измерений физико-химических характеристик воды представлены в табл. 2.

Исследования проб воды проводили по 19 показателям, среди которых солесодержание, сухой остаток, жесткость общая, катионно-анионный состав.

Результаты вышеописанных исследований представлены в табл. 3.

Таблица 2. Физико-химические характеристики воды

Дата, район проведения исследований	Физико-химические характеристики воды	
	Общая минерализация, г/л	Температура воды, °С
17.04.2023 г., ВПС №117	0,25	9,4
14.09.2023 г., ВПС №117	0,27	21,0

Данные о химическом составе воды сравнивались с нормами, установленными в документе, регулирующем качество водных объектов для рыбохозяйственных целей (Приказ Минсельхоза России номер 552 от 2016 года), а также с нормами, утвержденными в документе, устанавливающем гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности факторов окружающей среды для человека (СанПиН 1.2.3685-21).

Анализ табл. 3 свидетельствует, что показатель pH вод соответствовал требованиям нормативных документов. В целом концентрации элементов в воде находились на одном уровне и не превышали концентрации допустимые нормативами для рыбохозяйственных водоемов и ПДК СанПиН 1.2.3685-21. Однако содержание стронция в воде, отобранной с поверхности, составляет от 0,5 до 0,6 мг/л, а в воде, взятой с придонных слоев, это значение колеблется от 0,4 до 0,5 мг/л. Согласно нормативам, этот показатель не должен превышать 0,4 мг/л (ПДК_{рх}). Стронций относится к группе щелочноземельных металлов и обычно природное содержание стронция в речных водах составляет в среднем 0,1 мг/л, однако встречаются районы, где фиксируется его повышенное содержание. Основное количество стронция подземные воды и реки получают из почвы. Выпадение атмосферных осадков способствует протеканию данного процесса. Также стронций может попадать в водные объекты со сточными водами, в результате деятельности промышленных предприятий, из подземных и горных пород и даже из воздуха. Устойчивое содержание таких концентраций или увеличение концентраций могут негативно сказываться на экологическом состоянии водных объектов. Необходимо отметить, что такой металл как стронций не входит в число приоритетных элементов при исследовании экологического состояния водных объектов, однако его поведение и распространение в природных водах остается неизученным.

Сравнение концентраций элементов в поверхностной и придонной воде с нормативами качества водных объектов рыбохозяйственного значения свидетельствует, что превышение ПДК_{рх} наблюдалось аналогично только для стронция.

Стоит сказать, что из всех исследуемых элементов необходимо также уделить внимание полученным концентрациям сульфатов в воде, содержание которых колебалось от 66,2 мг/л до 96,1 мг/л (при ПДК_{рх} – 100 мг/л), в связи с чем требуются дальнейшие мониторинговые исследования по данному показателю, так как превышение может негативно влиять на экологическое состояние водных экосистем.

При анализе проблем экологической обстановки водных объектов важно изучать донные отложения, а их изъятие в процессе расчистки водоемов может помочь решить такие значительные проблемы, как чрезмерное заиливание водных объектов и уменьшение внутреннего эвтрофического воздействия донных отложений.

Исследования показывают, что применение в сельскохозяйственной, городской и лесной отраслях нетрадиционных видов органических удобрений, включая сапропели и различные мелиоранты, может быть востребованным [Ветчинников и др., 2018; Ильинский и др., 2020; Межевова, 2020]. К примеру, подобные типы сапропелей после необходимой обработки и очистки могут быть использованы на сельскохозяйственных угодьях, могут включаться в смесь с навозом, разнообразными отходами и минеральными удобрениями.

Таблица 3. Химический состав исследуемых проб

Показатель	Нормативная документация	Поверхностный слой					Придонный слой					ПДК (Приказ Минсельхоза РФ №552 от 13.12.16 г.)	ПДК (СанПиН 1.2.3685-21)
		Т №1	Т №2	Т №3	Т №4	Т №5	Т №1	Т №2	Т №3	Т №4	Т №5		
Аммоний, мг/л	ПНД Ф 14.1:2:4.167-2000	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	1,5
Калий, мг/л		2,6	2,9	2,7	2,6	2,7	2,5	2,5	2,5	2,3	2,6	50	–
Натрий, мг/л		17,4	18,0	17,9	16,6	17,7	14,8	15,5	15,8	14,5	16,3	120	200
Литий, мг/л		<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	0,08	0,03
Магний, мг/л		12,5	13,1	13,0	12,0	12,9	10,2	10,8	11,2	10,9	11,5	40	50
Стронций, мг/л		0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,4	7
Барий, мг/л		<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,74	0,7
Кальций, мг/л		55,5	57,1	56,0	53,0	55,7	44,7	45,8	46,5	47,6	47,8	180	–
Хлорид, мг/л	ПНД Ф 14.1:2:3:4.282-18	26,4	26,5	26,6	26,2	26,0	26,9	26,0	26,3	26,0	26,6	300	350
Нитрит, мг/л		<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,08	3,0
Сульфат, мг/л		73,9	66,2	75,8	68,3	79,1	89,6	90,7	92,6	72,4	96,1	100	500
Нитрат, мг/л		<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	40	45
Фторид, мг/л		0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,75	1,5
Фосфат, мг/л		<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	0,15	–
Общая жесткость	ПНД Ф 14.1:2:3.98-97	5,1	5,1	4,6	5,8	5,6	5,9	5,3	4,9	5,3	5,8	7	–
Взвешенные вещества, мг/дм ³	ФР.1.31.2014.19122	1	3	4	0	2	5	1	0	2	4	–	–
Водородный показатель (рН)	ПНД Ф 14.1:2:3:4.121-97	8,7	8,6	8,5	8,5	8,4	8,4	8,4	8,4	8,4	8,4	Должен соответствовать фоновому значению показателя для воды водного объекта рыбохозяйственного значения	6,0–9,0
Сухой остаток, мг/дм ³	ФР.1.31.2010.07463	343	336	348	306	318	368	354	316	315	329	1000	–
Гидрокарбонаты, мг/дм ³	ПНД Ф 14.1:2:3.99-97	143	143	146	149	140	143	143	146	149	140	–	–

Одним из таких мелиорантов могут стать и донные отложения, извлекаемые при расчистке водоемов. При рассмотрении возможности применения донных отложений в качестве компонента нетрадиционных органических удобрений необходимо иметь представление об их составе. В рамках этих исследований был проведен анализ агрохимического состава донных отложений (табл. 4).

Таблица 4. Агрохимический состав донных отложений

Показатель	Нормативная документация	ДО №1	ДО №2	ДО №3	ДО №4	ДО №5
рН водной вытяжки	ГОСТ 26483-85	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0
Органическое вещество, %	ГОСТ 26213-91	8,7	8,0	8,6	9,3	11,3
Азот общий, %	ПНД Ф 16.1:2.2.3.82-2013	0,7	0,8	0,8	0,8	1
Фосфор общий, %	ПНД Ф 16.2:2.3.73-2012	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Калий общий, %	ГОСТ 26718-85	0,7	0,5	0,7	0,7	0,3

Важно понимать, что химические составляющие и свойства донных осадков значительно различаются, так как они зависят от условий их образования, видового разнообразия флоры и фауны в данной области, глубины залегания и других факторов. Анализ показывает, что содержание органического вещества в донных осадках варьировалось от 8,0 % до 11,3 %, общего азота от 0,7 % до 1 %, общего калия от 0,3 % до 0,7 %. Содержание общего фосфора составило 0,2 %, а рН водной вытяжки 7,0 ед.

Также важной характеристикой донных отложений является оценка их загрязненности тяжелыми металлами и пестицидами. Данные представлены в табл. 5.

Необходимо отметить, что нормативная база для оценки донных отложений в Российской Федерации не разработана. Для оценки донных отложений осуществляли с использованием норм и критериев оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга, разработанный на основе норм и критериев Голландии, предложенных Агентством по охране окружающей среды Голландии (DCMR), Центром исследования почв и грунтов (TNO) и фирмой «HASKONING» [*Нормы и критерии оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга, 1996*].

Полученные данные показали, что более высокие концентрации отмечены для ртути и кадмия. Концентрации пестицидов (альфа-ГХЦГ, гамма-ГХЦГ, П,П'-ДДЭ, П,П'-ДДТ) были ниже предела детектирования и не подвергались оценке. Согласно критериям, исследуемые донные отложения относятся к классу умеренно-загрязненных донных отложений (II класс) [*Нормы и критерии оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга, 1996*]. Фактическое содержание ртути (0,75 мг/кг) и кадмия (2,12 мг/кг) отмечено на уровне между предельным и пороговым уровнем; по остальным исследуемым показателям превышений нет. Класс отложений определяется по загрязняющему веществу, попадающему в самый высокий класс загрязнения. Полученные результаты указывают на потенциально-критические элементы, за которыми необходимы постоянные мониторинговые наблюдения, а полученные данные будут использованы для прогнозирования и оценки экологического состояния водных экосистем Волго-Ахтубинской поймы.

При планировании мер по охране окружающей среды для восстановления водных объектов требуется спрогнозировать накопление различных загрязняющих элементов в донных осадках. Важно обладать информацией о загрязнении не только тяжелыми металлами и пестицидами, но также и прочими токсичными веществами и компонентами.

Таблица 5. Содержание тяжелых металлов и пестицидов в донных отложениях

Показатель	Нормативная документация	Фактическое содержание, мг/кг	Нормы и критерии оценки загрязненности донных отложений в водных объектах (Санкт-Петербург)			
			Целевой уровень	Предельный уровень	Проверочный уровень	Уровень, требующий вмешательства
Мышьяк	ПНД Ф 16.1:2.2:3.17-98	1,10	29	55	55	55
Ртуть	РД 52.18.827-2016	0,75	0,3	0,5	1,6	10
Кадмий		2,12	0,8	2	7,5	12
Марганец		370,8	Не норм.	Не норм.	Не норм.	Не норм.
Медь		8,54	35	35	90	190
Никель		2,60	35	35	45	210
Свинец	ПНД Ф 16.1:2.2:2.3:3.36-02	18,5	85	530	530	530
Цинк		75,2	140	480	720	720
Хром		58,2	100	380	380	380
Кобальт		40,5	Не норм.	Не норм.	Не норм.	Не норм.
Молибден		0,34	Не норм.	Не норм.	Не норм.	Не норм.
альфа-ГХЦГ*	РД 52.18.180-2011	менее 0,01	0,0025	–	0,02	–
гамма-ГХЦГ*	РД 52.18.180-2011	менее 0,01	0,00005	0,001	0,02	–
П,П'-ДДЭ**	РД 52.18.180-2011	менее 0,005	Не норм.	Не норм.	Не норм.	Не норм.
П,П'-ДДТ***	РД 52.18.180-2011	менее 0,01	0,0025	0,01	0,02	4

Примечание: * – ГХЦГ – гексахлорциклогексан; ** – ДДЭ – дихлордифенилдихлорэтилен; *** – ДДТ – дихлордифенилтрихлорэтан

Отобранные образцы донных отложений были также исследованы с помощью метода капиллярного электрофореза для определения содержания водорастворимых форм катионов и анионов. Данные представлены в [табл. 6](#)

Таблица 6. Катионно-анионный состав донных отложений

Показатель	Результат испытаний, мг/кг
Хлорид	32,7
Фторид	менее 1
Фосфат	менее 3
Формиат	3,41
Сульфат	398
Нитрат	менее 3
Оксалат	менее 3
Ацетат	5,29
Магний	20,5
Натрий	34,4
Кальций	85
Калий	13,8
Аммоний	2,77

Содержание катионов и анионов значительно варьируется. Так, уровень содержания легкорастворимых солей (хлоридов) составил 32,7 мг/кг. Стоит отметить, что хлориды практически не накапливаются в донных отложениях. Концентрация сульфа-

тов, согласно результатам, составила 398 мг/кг. Что касается фторидов и фосфатов, то их уровни в исследованных образцах составили менее 1 мг/кг и менее 3 мг/кг, соответственно. А содержание натрия в образцах на уровне 34,4 мг/мг.

Выводы

Зафиксированная по данным дистанционного зондирования Земли деградация водных систем и объектов подтверждает, что существующий искусственный гидрологический режим во время весеннего половодья на территории Волго-Ахтубинской поймы без проведения водоохранных мероприятий не обеспечивает эффективного обводнения.

В рамках мониторинга прохождения весеннего половодья подтвержден локальный положительный эффект от реализации природоохранных мероприятий, таких как расчистка (экологическая реабилитация) водных объектов, а также строительство (реконструкция) водопропускных сооружений. Установлено, что для эффективного заполнения водных объектов и территории озерной системы Чайка, необходимо на начальном этапе весеннего половодья перекрыть затвор (шандор) на водопропускном сооружении №113.

Для восстановления озера в северо-западной тупиковой части ерика Чайка необходимо проектирование и строительство регулируемого водопропускного сооружения с отметкой низа трубы –7,5 м БС, а также, с целью обеспечения проточности, устройство протоки от озера до водопропускного сооружения №151. Данное мероприятие позволит восстановить водный объект (озеро) на площади 10–12 га.

Проведённый химический анализ воды показал, что отобранные образцы практически по всем показателям соответствуют нормативной документации. Однако следует отметить, что по некоторым элементам, таким как стронций имеется превышение предельно-допустимых концентраций (оценка проводилась по требованиям норматива качества водных объектов рыбохозяйственного значения). По другим, таким как сульфаты, концентрация близка к предельно допустимой. В этой связи, необходимо выделить важность дальнейших мониторинговых исследований данного природного объекта.

Анализ донных отложений ерика Песчаный, направленный на выявление содержания тяжелых металлов и остаточное количество пестицидов, показал, что следует уделить повышенное внимание содержанию некоторых тяжелых металлов. Согласно критериям (оценку донных отложений осуществляли с использованием норм и критериев оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга), исследуемые донные отложения относятся к классу умеренно-загрязненных донных отложений, что так же говорит о необходимости повторных исследований и принятии мер по улучшению экологического состояния. При необходимой очистке и дополнительной обработке, донные отложения можно использовать как органическое удобрение в сельском хозяйстве.

Результаты данных исследований позволяют сказать, что имеющиеся ресурсы озерной системы (вода и донные отложения) возможно использовать в сельском хозяйстве. Предлагаемые авторами природоохранные мероприятия позволят предотвратить деградацию озерной системы Чайка.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания №FNFE-2022-0011 «Разработка новой методологии оптимального управления биоресурсами в агроландшафтах засушливой зоны РФ с использованием системно-динамического моделирования почвенно-гидрологических процессов, комплексной оценки влияния климатических изменений и антропогенных нагрузок на агробиологический потенциал и лесорастительные условия».

Список литературы

Архипов Б. А. Технологические и природные особенности становления и развития первых цивилизаций // Вестник Челябинского государственного университета. — 2017. — Т. 4, № 400. — С. 33–38.

- Беляев А. И., Истомин А. П., Пугачева А. М. и др. Комплекс мер, направленных на сохранение уникальной экосистемы Волго-Ахтубинской поймы на территории Волгоградской области // Трансграничные водные объекты: использование, управление, охрана: Сборник материалов Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. — Сочи : Лик, 2021. — С. 30–35.
- Беляев А. И., Пугачёва А. М., Истомин А. П. и др. Изучение современного гидрологического режима озерной системы "Чайка" на территории Волго-Ахтубинской поймы // Экология и промышленность России. — 2023. — Т. 27, № 7. — С. 60–65. — DOI: [10.18412/1816-0395-2023-7-60-65](https://doi.org/10.18412/1816-0395-2023-7-60-65).
- Болгов М. В., Шаталова К. Ю., Горелиц О. В. и др. Водно-экологические проблемы Волго-Ахтубинской поймы // Экосистемы: экология и динамика. — 2017. — 1(3). — С. 15–37.
- Ветчинников А. А., Титова В. И., Баранов А. И. и др. Оценка возможности использования донных отложений пруда для рекультивации техногенно нарушенных почв // Агрохимический вестник. — 2018. — № 2. — С. 50–53. — DOI: [10.24411/0235-2516-2018-00028](https://doi.org/10.24411/0235-2516-2018-00028).
- Горелиц О. В., Землянов И. В. Современный механизм заливания территорий Волго-Ахтубинской поймы в период половодья (в пределах Волгоградской области) // Научный потенциал регионов на службу модернизации. — 2013. — Т. 2, № 5. — С. 9–18.
- Ильинский А. В., Евсенкин К. Н., Нефедов А. В. Обоснование экологически безопасного использования осадков сточных вод канализационных очистных сооружений жилищно-коммунального хозяйства // Агрохимический вестник. — 2020. — № 1. — С. 60–64. — DOI: [10.24411/1029-2551-2020-10009](https://doi.org/10.24411/1029-2551-2020-10009).
- Истомин А. П., Болгов М. В., Жихарев А. Г. и др. Гидрологические проблемы Волго-Ахтубинской поймы на примере Краснослободского тракта // Мелиорация и водное хозяйство. — 2023. — № 3. — С. 3–10. — DOI: [10.32962/0235-2524-2023-3-3-10](https://doi.org/10.32962/0235-2524-2023-3-3-10).
- Истомин А. П., Истомин С. А. Мониторинг обводнения Волго-Ахтубинской поймы (Среднеахтубинский муниципальный район Волгоградской области). — Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2024621617, 2024.
- Катцов В. М., Семенов С. М. Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. — Москва : Росгидромет, 2014.
- Межевова А. С. Использование илового осадка сточных вод при возделывании сафлора красильного на светло-каштановых почвах Волгоградской области // Юг России: экология, развитие. — 2020. — Т. 15, № 3. — С. 43–52. — DOI: [10.18470/1992-1098-2020-3-43-52](https://doi.org/10.18470/1992-1098-2020-3-43-52).
- Нормы и критерии оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга. Региональный норматив разработан в рамках российско-голландского сотрудничества по программе PSO 95/RF/3/1 «Извлечение и удаление загрязненных донных отложений в Санкт-Петербурге». — 1996.
- Порфирьев Б. Н., Данилов-Данильян В. И., Катцов В. М. и др. Изменение климата и экономика России: тенденции, сценарии, прогнозы. — Москва : Научный консультант, 2022.
- Сазонов В. Е., Истомин А. П., Калужная Н. С. и др. Методологические и правовые аспекты Восстановления и экологической реабилитации водных объектов (на примере Волго-Ахтубинской поймы) // Грани познания. — 2015. — Т. 4, № 38. — С. 9–19.
- Терещенко Н. Н., Чужикова-Проскурнина О. Д., Проскурнин В. Ю. и др. Тяжелые металлы и металлоиды в воде и донных отложениях в реках биосферного заповедника Канзё (Вьетнам) // Водные ресурсы. — 2023. — Т. 50, № 2. — С. 232–246. — DOI: [10.31857/S0321059623020153](https://doi.org/10.31857/S0321059623020153).
- Cenci R. M., Martin J.-M. Concentration and fate of trace metals in Mekong River Delta // Science of The Total Environment. — 2004. — Vol. 332, no. 1–3. — P. 167–182. — DOI: [10.1016/j.scitotenv.2004.01.018](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.01.018).
- Chen Y., Liu A., Cheng X. Quantifying economic impacts of climate change under nine future emission scenarios within CMIP6 // Science of The Total Environment. — 2020. — Vol. 703. — P. 134950. — DOI: [10.1016/j.scitotenv.2019.134950](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134950).
- He G., Liu H., Wang J., et al. Energy-water security challenge: Impact of energy production on water sustainable developments in Northwest China in 2017 and 2030 // Science of The Total Environment. — 2021. — Vol. 766. — P. 144606. — DOI: [10.1016/j.scitotenv.2020.144606](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.144606).
- Kholodenko A. V., Istomin S. A., Kirillov S. N., et al. Changes in the spatial organization of the Volga-Akhtuba floodplain nature park // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. — 2022. — Vol. 979, no. 1. — P. 012138. — DOI: [10.1088/1755-1315/979/1/012138](https://doi.org/10.1088/1755-1315/979/1/012138).
- Verheij S., Fokkens B., Buijse A. D. A pan-European survey to strengthen and improve policies and strategic planning regarding river continuity restoration. — European Centre for River Restoration, 2021.

- Zhao M., Jiang G., Ming G., *et al.* Analysis of the driving forces for changes in a regional energy sector's water consumption // Water-Energy Nexus. — 2020a. — Vol. 3. — P. 103–109. — DOI: [10.1016/j.wen.2020.05.001](https://doi.org/10.1016/j.wen.2020.05.001).
- Zhao Z.-J., Chen X.-T., Liu C.-Y., *et al.* Global climate damage in 2 °C and 1.5 °C scenarios based on BCC_SESM model in IAM framework // Advances in Climate Change Research. — 2020b. — Vol. 11, no. 3. — P. 261–272. — DOI: [10.1016/j.accre.2020.09.008](https://doi.org/10.1016/j.accre.2020.09.008).
- Zheng X., Huang G., Li J., *et al.* Development of a factorial water policy simulation approach from production and consumption perspectives // Water Research. — 2021. — Vol. 193. — P. 116892. — DOI: [10.1016/j.watres.2021.116892](https://doi.org/10.1016/j.watres.2021.116892).

FEATURES OF THE HYDROLOGICAL REGIME OF THE CHAIKA LAKE SYSTEM, ASSESSMENT OF WATER QUALITY AND BOTTOM SEDIMENTS

A. P. Istomin^{1,*} , A. S. Mezheva¹ , S. A. Istomin¹ , and I. D. Khrenov¹

¹FRC of Agroecology of the RAS, Volgograd, Russia

****Correspondence to:** Alexander P. Istomin, istomin-ap@vifanc.ru.

An assessment of the state of aquatic ecosystems in the northern (“high”) part of the Volga-Akhtuba floodplain was carried out (using the Peschany erikk of the Chaika lake system as an example). Based on the results of monitoring in 2021–2023, the current hydrological regime of the Chaika lake system was studied, recommendations were prepared to prevent the degradation of water bodies included in the system. The effectiveness of measures to clear floodplain reservoirs and build regulating culverts was recorded. Monitoring of the passage of spring floods in the Chaika lake system, located on the territory of the Volga-Akhtuba floodplain, was carried out. A dependence was revealed between the direction of water movement through the reservoirs of the lake system depending on the discharge through the Volgograd hydroelectric power station and the water content of the reservoirs of the Kashirinsky and Krasnoslobodsky water conduits. Recommendations have been prepared for the management of regulating water-passing structures for the purpose of efficient irrigation of the Chaika lake system, taking into account the hydrological regime of the Krasnoslobodsk and Kashirinsky watercourses. Retrospective interpretation of Landsat-5, Landsat-7 and Sentinel-2 space images was conducted, as a result of which a degraded lake was identified and recommendations for its restoration were proposed. Comprehensive studies of water and bottom sediments were conducted, including for pollution by heavy metals and pesticides. It was revealed that the concentration of some studied elements exceeds the standard or is close to exceeding it. Recommendations are given for further monitoring of the state of water bodies of the Chaika lake system, as well as a possible option for using bottom sediments.

Keywords: national project “Ecology”, water quality, bottom sediments, chemical composition, Chaika lake system, environmental rehabilitation.

Received: 22 July 2024

Accepted: 5 November 2024

Published: 2 December 2024

© 2024. The Authors.

Citation: Istomin, A. P., A. S. Mezheva, S. A. Istomin, and I. D. Khrenov (2024), Features of the Hydrological Regime of the Chaika Lake System, Assessment of Water Quality and Bottom Sediments, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5005, <https://doi.org/10.2205/2024ES000950>, EDN: FDPMRM

References

- Arkhipov B. A. Technological and natural features of the formation and development of the first civilizations // Bulletin of the Chelyabinsk State University. — 2017. — Vol. 4, no. 400. — P. 33–38.
- Belyaev A. I., Istomin A. P., Pugacheva A. M., *et al.* A set of measures aimed at preserving the unique ecosystem of the Volga-Akhtuba floodplain in the Volgograd region // Transboundary water bodies: use, management, protection: Collection of materials of the All-Russian scientific and practical conference with international participation. — Sochi : Lik, 2021. — P. 30–35.
- Belyaev A. I., Pugacheva A. M., Istomin A. P., *et al.* Current Hydrological Conditions Research of the Chaika lake System in the Territory of the Volga-Akhtuba Floodland // Ecology and Industry of Russia. — 2023. — Vol. 27, no. 7. — P. 60–65. — DOI: [10.18412/1816-0395-2023-7-60-65](https://doi.org/10.18412/1816-0395-2023-7-60-65).

- Bolgov M. V., Shatalova K. Y., Gorelits O. V., *et al.* Water-ecological problems of the Volga-Akhtuba floodplain // Ecosystems: ecology and dynamics. — 2017. — 1(3). — P. 15–37.
- Cenci R. M., Martin J.-M. Concentration and fate of trace metals in Mekong River Delta // Science of The Total Environment. — 2004. — Vol. 332, no. 1–3. — P. 167–182. — DOI: [10.1016/j.scitotenv.2004.01.018](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.01.018).
- Chen Y., Liu A., Cheng X. Quantifying economic impacts of climate change under nine future emission scenarios within CMIP6 // Science of The Total Environment. — 2020. — Vol. 703. — P. 134950. — DOI: [10.1016/j.scitotenv.2019.134950](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134950).
- Gorelits O. V., Zemlyanov I. V. Modern mechanism of flooding of the Volga-Akhtuba floodplain during flood periods (within the Volgograd region) // Scientific potential of regions for the service of modernization. — 2013. — Vol. 2, no. 5. — P. 9–18.
- He G., Liu H., Wang J., *et al.* Energy-water security challenge: Impact of energy production on water sustainable developments in Northwest China in 2017 and 2030 // Science of The Total Environment. — 2021. — Vol. 766. — P. 144606. — DOI: [10.1016/j.scitotenv.2020.144606](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.144606).
- Ilyinsky A. V., Evsenkin K. N., Nefedov A. V. Justification for the environmentally safe use of wastewater sludge from sewerage treatment facilities of housing and communal services // Agrochemical Bulletin. — 2020. — No. 1. — P. 60–64. — DOI: [10.24411/1029-2551-2020-10009](https://doi.org/10.24411/1029-2551-2020-10009).
- Istomin A. P., Istomin S. A. Monitoring of watering of the Volga-Akhtuba floodplain (Sredneakhtubinsky municipal district of the Volgograd region). — Certificate of state registration of the database No. 2024621617, 2024.
- Kattsov V. M., Semenov S. M. Second assessment report on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. — Moscow : Roshydromet, 2014.
- Kholodenko A. V., Istomin S. A., Kirillov S. N., *et al.* Changes in the spatial organization of the Volga-Akhtuba floodplain nature park // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. — 2022. — Vol. 979, no. 1. — P. 012138. — DOI: [10.1088/1755-1315/979/1/012138](https://doi.org/10.1088/1755-1315/979/1/012138).
- Mezhevoval A. S. Wastewater silt sludge application in the case of Carthamus tinctorius cultivation on light chestnut soils of the Volgograd Region, Russia // South of Russia: ecology, development. — 2020. — Vol. 15, no. 3. — P. 43–52. — DOI: [10.18470/1992-1098-2020-3-43-52](https://doi.org/10.18470/1992-1098-2020-3-43-52).
- Norms and criteria for assessing the pollution of bottom sediments in water bodies of St. Petersburg. The regional standard was developed within the framework of Russian-Dutch cooperation under the program PSO 95/RF/3/1 "Extraction and disposal of contaminated sediments in St. Petersburg". — 1996.
- P.Istomin A., Bolgov M. V., G.Zhikharev A., *et al.* Hydrological problems of the Volga-Akhtuba floodplain using the example of the Krasnoslobodsky tract // Melioration and water management. — 2023. — No. 3. — P. 3–10. — DOI: [10.32962/0235-2524-2023-3-3-10](https://doi.org/10.32962/0235-2524-2023-3-3-10).
- Porfiryev B. N., Danilov-Danilyan V. I., Kattsov V. M., *et al.* Climate change and the Russian economy: trends, scenarios, forecasts. — Moscow : Scientific Consultant, 2022.
- Sazonov V. E., Istomin A. P., Kalyuzhnaya N. S., *et al.* Methodological and legal aspects of restoration and ecological rehabilitation of water bodies (on the example of the Volga-Akhtuba floodplain) // Facets of knowledge. — 2015. — Vol. 4, no. 38. — P. 9–19.
- Tereshchenko N. N., Chuzhikova-Proskurnina O. D., Proskurnin V. Y., *et al.* Heavy Metals and Metalloids in Water and Bottom Sediments in the Rivers in the Can Gio Biospheric Reserve, Vietnam // Water Resources. — 2023. — Vol. 50, no. 2. — P. 232–246. — DOI: [10.31857/S0321059623020153](https://doi.org/10.31857/S0321059623020153).
- Verheij S., Fokkens B., Buijse A. D. A pan-European survey to strengthen and improve policies and strategic planning regarding river continuity restoration. — European Centre for River Restoration, 2021.
- Vetchinnikov A. A., Titova V. I., Baranov A. I., *et al.* Assessment of the possibility of using bottom sediments of a pond for the reclamation of technogenically disturbed soils // Agrochemical Bulletin. — 2018. — No. 2. — P. 50–53. — DOI: [10.24411/0235-2516-2018-00028](https://doi.org/10.24411/0235-2516-2018-00028).
- Zhao M., Jiang G., Ming G., *et al.* Analysis of the driving forces for changes in a regional energy sector's water consumption // Water-Energy Nexus. — 2020a. — Vol. 3. — P. 103–109. — DOI: [10.1016/j.wen.2020.05.001](https://doi.org/10.1016/j.wen.2020.05.001).
- Zhao Z.-J., Chen X.-T., Liu C.-Y., *et al.* Global climate damage in 2 °C and 1.5 °C scenarios based on BCC_SESM model in IAM framework // Advances in Climate Change Research. — 2020b. — Vol. 11, no. 3. — P. 261–272. — DOI: [10.1016/j.accre.2020.09.008](https://doi.org/10.1016/j.accre.2020.09.008).
- Zheng X., Huang G., Li J., *et al.* Development of a factorial water policy simulation approach from production and consumption perspectives // Water Research. — 2021. — Vol. 193. — P. 116892. — DOI: [10.1016/j.watres.2021.116892](https://doi.org/10.1016/j.watres.2021.116892).

ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВА КАРБОНАТНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД НА НЕФТЯНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Э. Р. Зиганшин^{1,*} , Н. В. Дубиня^{2,3} , Е. В. Новикова^{3,4} , и И. А. Воронов^{2,3} 

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

²Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

³Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

⁴Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, Москва, Россия

* **Контакт:** Эдуард Ришадович Зиганшин, ERZiganshin@kpfu.ru.

В работе представлен алгоритм реконструкции параметров напряженного состояния массива горных пород по данным о естественной трещиноватости. Для одной скважины, разрабатывающей нефтегазовое месторождение, восстановлены направления действия главных пластовых напряжений, их относительные значения и прочность пород околоскважинного пространства. Результаты реконструкции согласуются с прочими методами оценки напряжений, в частности, с результатами испытания по мини-гидроразрыву пласта (мини-ГРП). Обратная задача оценки напряженного состояния решена с помощью метода Монте-Карло. Представлен алгоритм применения аппарата математической статистики – метод моментов для определения параметров распределения из семейства распределений Пирсона – для количественной оценки неоднозначности оценки направлений действия главных напряжений и их относительных значений. Представленный алгоритм может быть использован для независимой реконструкции напряжений для карбонатных пород при условии наличия информации о проводимости трещин в породах околоскважинного пространства для дополнительного повышения качества одномерного и трехмерного геомеханического моделирования.

Ключевые слова: оценка напряжений, критически напряженные трещины, карбонатный коллектор, геомеханика, гидроразрыв пласта.

Цитирование: Зиганшин, Э. Р., Н. В. Дубиня, Е. В. Новикова, и И. А. Воронов Оценка современного напряженно-деформированного состояния массива карбонатных горных пород на нефтяном месторождении // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES5006. — DOI: 10.2205/2024es000955 — EDN: DJZBGG

Введение

Одной из ключевых составляющих геомеханических моделей является представление о современном напряженно-деформированном состоянии массивов горных пород [Zoback, 2007]. Знания о величине главных напряжений и об ориентации их осей с данными о механических свойствах пород позволяют решить ряд задач, таких как: прогноз рисков при бурении скважины, построение дизайна гидроразрыва пласта (ГРП), оценка залежей для утилизации CO₂. В карбонатных породах этот вопрос является особо важным, потому что залежи карбонатных пород относятся к категории трудноизвлекаемых. Наличие естественной трещиноватости и сложное строение порового пространства часто приводят к таким негативным последствиям, как обводнение пласта после ГРП, потеря циркуляции бурового раствора в процессе бурения, утечка углекислого газа при закачке в пласт.

В данной работе рассматривается применимость различных способов оценки величин главных напряжений и ориентации их осей на месторождении, сложенном

<https://elibrary.ru/djzbgg>

Получено: 29 августа 2024 г.

Принято: 22 ноября 2024 г.

Опубликовано: 5 декабря 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

карбонатными породами. Существует ряд геофизических методов, широко используемых для оценки величины горизонтальных напряжений. Среди них порупругая модель Итона, совмещенная с результатами мини-гидроразрыва пласта (мини-ГРП) [Higgins et al., 2008; Ostadhassan et al., 2012; Thiercelin and Plumb, 1994]. Для определения направления главных напряжений используются данные о региональном тренде напряжений, данные о вывалах на стенках скважин и метод восстановления осей главных напряжений по выявленным флюидопроводящим трещинам.

Существующие методы оценки параметров напряженного состояния массива горных пород, слагающих нефтегазовые месторождения, различаются между собой своими возможностями и пределами применимости [Дубиня, 2019; Ljunggren et al., 2003]. Анализ вывалообразования – частичного разрушения пород околоскважинной зоны, вызванного эффектом концентрации напряжений в окрестности стенок скважины – можно отнести к одним из самых популярных методов оценки параметров напряженного состояния [Zoback et al., 2003]. Этот метод может быть использован для оценки как направлений действия максимальных и минимальных горизонтальных напряжений, так и их значений, при условии известных прочностных свойств пород призабойной зоны пласта. Однако результаты реконструкции напряжений по этому методу крайне чувствительны по отношению к точности определения прочностных свойств пород. В частности, недоучет анизотропии прочностных свойств может привести к некорректному восстановлению не только значений горизонтальных напряжений, но и к ошибке в определении направлений их действия [Galybin and Mokhel, 1996]. Более того, применение данного подхода непосредственно к наличию информации об угловых размерах вывалов – зон разрушения пород околоскважинной зоны. Без такой информации оценка напряженного состояния на основании анализа вывалообразования не представляется возможной.

К наиболее достоверным оценкам отдельных параметров напряженного состояния пород, слагающих месторождения углеводородов, можно отнести точечные оценки на основании результатов интерпретации экспериментов по ГРП или мини-ГРП [Gaarenstroom et al., 1993]. Проведение такой операции позволяет определить мгновенное давление закрытия трещины, образующейся в породах околоскважинной зоны при кратковременной закачке флюида в пласт. Это давление принято считать близким к минимальному горизонтальному напряжению в пласте [Zoback, 2007]. Максимальное горизонтальное напряжение может быть оценено по результатам тестов мини-ГРП только в исключительных случаях, достаточно редко встречающихся на практике освоения и разработки месторождений углеводородов [Ljunggren et al., 2003; Zoback, 2007].

В условиях невозможности использования данных о вывалообразовании для реконструкции всех параметров напряженного состояния возникает необходимость развития альтернативных подходов к реконструкции этих параметров по геофизическим данным. Можно выделить несколько перспективных направлений: проведение специальных лабораторных исследований на керновом материале [Funato and Ito, 2017; Shkuratnik et al., 2020], анализ анизотропии упругих волн [Sinha and Wendt, 2014], исследование естественной трещиноватости [Ito et al., 2002]. Преимущества и области применимости этих подходов подробно рассмотрены в работе [Дубиня, 2019], где сделан основной вывод о том, что наиболее достоверные результаты оценки напряженного состояния массива геологической среды по лабораторным и скважинным данным могут быть получены только при объединении нескольких подходов, применимых для конкретных условий.

В данном исследовании продемонстрировано, что напряженное состояние карбонатных пород, слагающих одно нефтяное месторождение, расположенное на Восточно-Европейской равнине, может быть подробно изучено без привлечения данных о вывалообразовании и проведения специальных экспериментов. Основным источником исходных данных для решения задачи реконструкции напряжений служат скважинные исследования естественной трещиноватости. Сведения о проводимости естественных

трещин сдвига в породах околоскважинной зоны позволили с высокой точностью восстановить относительные значения и направления действия главных напряжений, действующих в породах. Кроме того, выполнена оценка отдельных прочностных свойств пород околоскважинной зоны, согласующаяся с результатами лабораторных исследований. Дополнение этой информации данными, полученными при проведении испытания мини-ГРП, позволило использовать пороупругую модель [Prats, 1981] для детального восстановления профилей напряжений. Информация о вывалообразовании и анизотропии упругих волн использована исключительно для оценки направления действия максимального горизонтального напряжения, в целом согласующейся с результатами реконструкции направлений действия напряжений по данным о естественной трещиноватости.

Таким образом, в работе представлен алгоритм, позволяющий детально реконструировать напряженное состояние пород околоскважинной зоны без использования данных о вывалообразовании. Этот результат позволяет существенно повысить точность построения геомеханических моделей для скважин, пробуренных безаварийно, то есть в условиях отсутствия вывалообразования. Далее описан объект и методы исследования, представлены результаты реконструкции параметров напряженного состояния пород, слагающих рассматриваемое месторождение и рассмотрены перспективы повышения точности геомеханической модели с привлечением дополнительной информации.

Объект исследования

Объектом исследования является одно из карбонатных месторождений, расположенное на территории Республики Татарстан. В тектоническом отношении данный участок расположен между западным склоном Южно-Татарского свода и восточным бортом Мелекесской впадины. Разделяются эти структуры субмеридиональным Баганинским прогибом. Схема объекта исследования представлена на [рис. 1](#).

Разрез изучаемой скважины представлен комплексом осадочных пород каменноугольного, пермского и четвертичного возрастов. Нефтенасыщение установлено в известняках верейских и башкирско-серпуховских отложений среднего карбона. Породы башкирского яруса сложены плотными известняками. В данном интервале наблюдается наличие естественной трещиноватости. Породы верейского горизонта условно можно разделить на терригенные и карбонатные. Нижняя карбонатная часть представлена переслаиванием известняков и аргиллитов. Верхняя терригенная часть состоит из глинистых песчаников и алевролитов. Выше по разрезу можно выделить плотные глинистые известняки и доломиты с прослоями глин каширского, подольского и мячковского горизонтов московского яруса среднего карбона и галогенно-карбонатные образования ассельского и сакмарского ярусов нижней перми.

Керн был отобран в интервале глубин 892,5–980,5 м. Согласно литологическому описанию керна, изучаемый интервал представлен породами среднекаменноугольного возраста: башкирский ярус, верейский горизонт и каширский горизонт. Всего было отобрано 30 образцов керна: 11 образцов из каширского горизонта, 16 образцов из верейского горизонта и 3 образца из башкирского яруса.

Более подробное литолого-стратиграфическое описание керна представлено на рисунке 2.

Рассматриваемая скважина характеризуется большим объемом проведенных в ней геофизических исследований. На относительно небольшом, представляющем интерес с точки зрения нефтегазовых перспектив, интервале глубин (876–980 м) проведены различные геофизические исследования скважин (ГИС), включающие в себя стандартный комплекс исследований, кросс-дипольные акустические исследования и электромагнитное микросканирование. Более того, на интервале глубин 965–967 м в наличии результаты испытания мини-ГРП, что позволяет определить величину минимального главного напряжения на этой глубине.

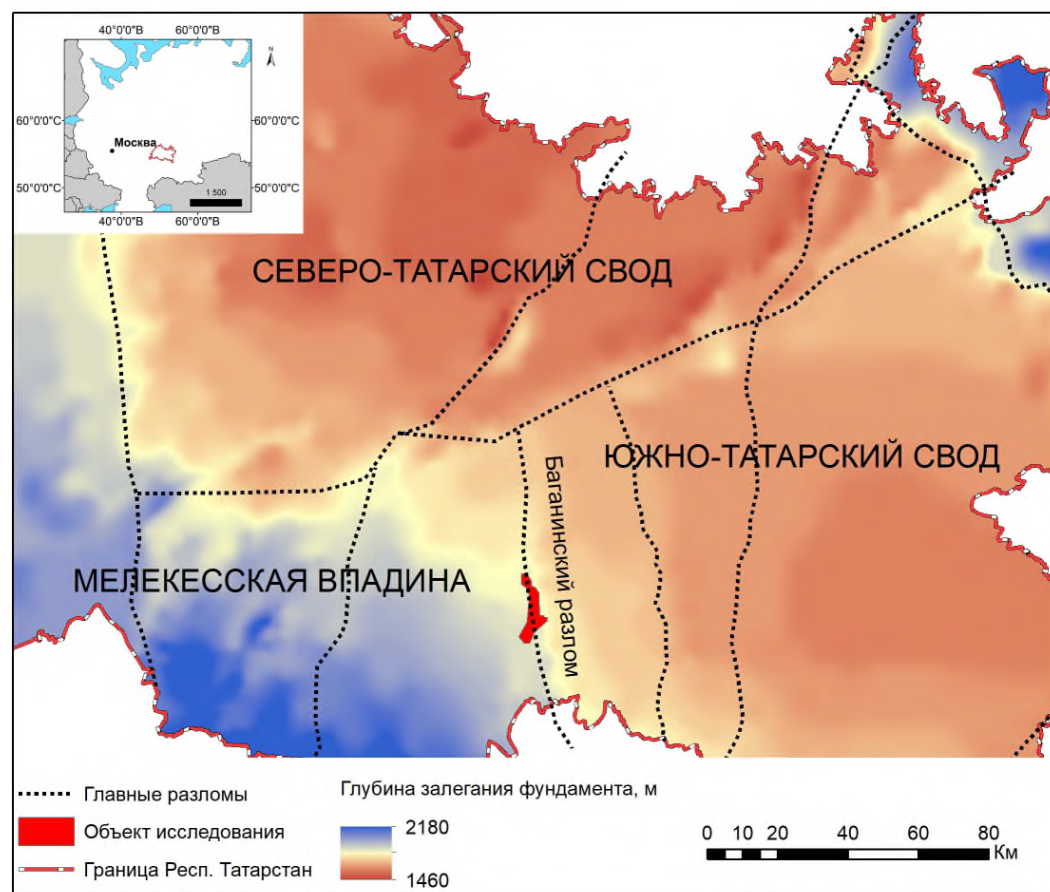


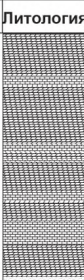
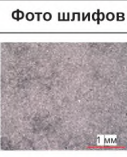
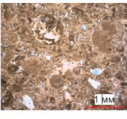
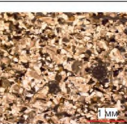
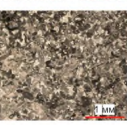
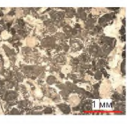
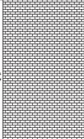
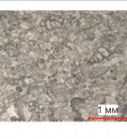
Рис. 1. Схема расположения нефтяного месторождения, основные тектонические элементы региона.

Выполненный комплекс ГИС позволил достаточно подробно охарактеризовать рассматриваемый интервал глубин. Выделены три горизонта: каширский горизонт (880–920 м), верейский горизонт (920–965 м) и башкирский ярус (965–980 м). В верейском горизонте выделены два участка: терригенный участок на глубинах 921–938 м и карбонатный участок на глубинах 938–965 м.

По результатам обработки данных электромагнитного микросканирования наблюдается практически полное отсутствие вывалов, потенциально повышающее риски построения недостоверной геомеханической модели. С другой стороны, в нижней части интервала (на глубинах 938–980 м) наблюдается развитая естественная трещиноватость, позволяющая в перспективе выполнить оценку параметров напряженного состояния на основании информации о проводимости естественных трещин.

Наблюдающиеся на азимутальных развертках электрического сопротивления (микроимджах) особенности, свидетельствующие о наличии вывалов, позволили сделать предварительный вывод о направлении максимального горизонтального напряжения. Согласно основным положениям анализа вывалообразования [Zoback et al., 2003], направление развития вывала совпадает с направлением действия минимального горизонтального напряжения. Немногочисленные интерпретированные вывалы позволили оценить направление минимального горизонтального напряжения как восток-северо-восток – запад-юго-запад, откуда можно говорить об азимуте максимального горизонтального напряжения $(155 \pm 15)^\circ$. Лабораторные исследования керна подтвердили небольшую представительность интервалов вывалообразования на интервале бурения.

Кросс-дипольное акустическое исследование, выполненное на скважине, позволило оценить анизотропию динамических упругих свойств пород околоскважинной зоны и оценить направление действия максимального горизонтального напряжения, которое

Стратиграфия	Литология	Литологическое описание	Фото шлифов
Каширский горизонт		В отложениях каширского горизонта, сформировавшихся в условиях мелководного морского бассейна лагунного типа и аридизации климата, преобладают седиментационно-диагенетические доломиты. Известняки находятся в подчиненном положении, образуя маломощные прослойки, обогащенные органическими остатками.	 
Верейский горизонт		В нижней части разреза верейского горизонта преобладают карбонатные породы, в верхней – преимущественно терригенные. По характеру нефтенасыщенности все породы верейского горизонта можно подразделить на две группы: породы-коллекторы и породы-флюидоупоры. К первым относятся разуплотненные известняки, ко вторым – плотные разновидности известняков и аргиллиты. Известняки, не претерпевшие процессов выщелачивания, являются относительно плотными породами. В керне они характеризуются светло-, темно-серой окраской, нефтенасыщенность либо отсутствует, либо слабая, пятнистая.	  
Башкирский ярус		Породы башкирского яруса представлены мелководно-морским карбонатным комплексом, в котором переслаиваются различные типы известняков. Породы в основном плотные, светло-серой окраски, с массивной текстурой.	


аргиллит


доломит


глинистый пессчаник


известняк

Рис. 2. Литолого-стратиграфическое описание керна.

должно согласовываться с направлением замеренной быстрой поперечной волны. Азимут максимального горизонтального напряжения, оцененного по анизотропии упругих волн, достаточно изменчив и в целом лежит в пределах $120\text{--}200^\circ$, что в целом согласуется с данными о вывалообразовании. Расчетный коэффициент анизотропии скоростей упругих волн составил $2\text{--}5\%$, что позволяет говорить о применимости изотропной модели реконструкции напряжений для построения их профилей вдоль траектории скважины [Prats, 1981].

Для детального изучения из рассматриваемого интервала отобрано 30 образцов. Скорости прохождения упругих волн измерены на этих образцах, проведены многостадийные испытания по псевдотрехосному сжатию для определения статических упруго-прочностных свойств горных пород, необходимых для построения одномерной модели механических свойств, требующейся для дальнейшего геомеханического моделирования.

Проведенное на глубине 965–967 м испытание мини-ГРП позволило оценить величину минимального горизонтального напряжения на этих глубинах как 51,9 атм. Необходимо отметить, что при оценке напряженного состояния здесь и далее будет идти речь только о значениях эффективных (в терминах теории Био) напряжениях, то есть разностях полных напряжений и порового давления. Необходимо отметить, что по данным различных геофизических исследований не наблюдаются признаки ярко выраженных зон аномально высокого пластового давления, которое в дальнейшем будет принято равным гидростатическому.

Перечисленных данных в целом недостаточно для построения достоверной геомеханической модели. Как отмечено в работе [Дубиня, 2019], набор информации, описанной выше, позволяет реконструировать профили горизонтальных напряжений в рамках некоторого класса решений пороупругой модели, при которых сохраняется сумма минимальной горизонтальной деформации и произведения максимальной горизонтальной деформации на коэффициент Пуассона на глубине проведения испытания мини-ГРП.

Отсутствие специальных лабораторных экспериментов, анализирующих остаточные деформации [Funato and Ito, 2017] или эффект Кайзера [Shkuratnik et al., 2020], недостаточный объем данных об угловых размерах вывалов [Zoback et al., 2003] и относительно слабая анизотропия упругих волн [Sinha and Wendt, 2014] ведут к необходимости использования данных о трещиноватости для реконструкции напряженного состояния. При этом в изобилии представлена информация о проводимости естественных трещин в породах околоскважинного пространства, что позволяет в полной степени реализовать возможности аппарата реконструкции напряжений в ходе анализа естественной трещиноватости. На рис. 3 представлена ключевая информация для оценки напряжений по скважинным данным: показана стереограмма с отмеченными полюсами наблюдаемых трещин.

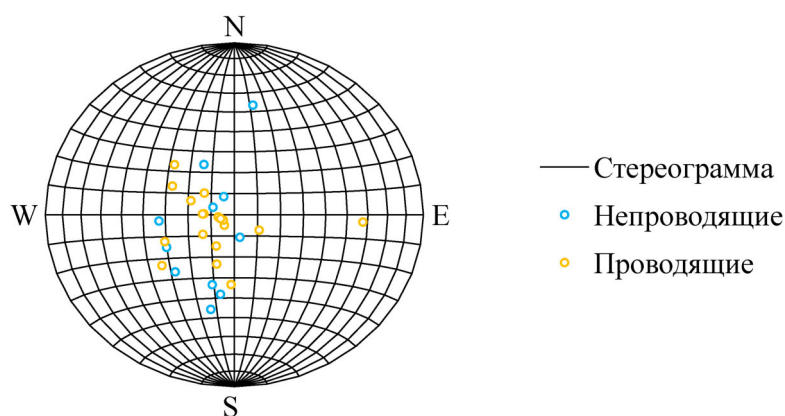


Рис. 3. Стереограмма с проводящими и непроводящими трещинами, выделенными в ходе анализа результатов электромагнитного сканирования стенок скважины, дополненного стандартным комплексом геофизических исследований скважин.

Методы исследования

Оценка пластовых напряжений на основании анализа естественной трещиноватости – относительно новый, активно развивающийся метод реконструкции напряженного состояния. Этот подход предложен в работе [Ito et al., 2002] и активно развивался в последующие годы.

В основе описываемого подхода лежит концепция так называемых критически напряженных трещин. Под критически напряженной трещиной понимается естественная трещина сдвига, которая при текущем напряженном состоянии среды, может быть потенциально активна. Определение критически напряженной трещины дано в работе [Дубиня и Ежов, 2017] как:

$$\tau_n \geq \mu \sigma_n. \quad (1)$$

Здесь μ – коэффициент трения среды, σ_n – нормальное напряжение, действующее на плоскости трещин, τ_n – касательное напряжение, действующее на плоскости трещины. Напряжения, действующие на трещине, в целом определяются двумя наборами параметров: пространственной ориентацией самой трещины и текущим напряженным состоянием среды, содержащей трещину. В работе [Дубиня и Ежов, 2017] продемонстрировано, что условие (1) определяет условие проводимости трещин: если для некоторой наблюдаемой трещины это условие выполняется, то трещина с большой вероятностью будет являться проводящей, если нет, то закрытой. Авторы работы [Дубиня и Ежов, 2017] использовали это условие для того, чтобы классифицировать естественные трещины по признаку проводимости по результатам одномерного геомеханического моделирования.

В свою очередь, в работе [Ito et al., 2002] предложено использовать это условие для решения обратной задачи: поиска таких параметров напряженного состояния среды, при которых большинство критически напряженных трещин, удовлетворяющих этому

условию, являлись бы проводящими, а трещины, этому условию не удовлетворяющие, считались бы закрытыми. Для того, чтобы решить такую задачу, необходимо априори знать, какие трещины являются проводящими, а какие нет. В работе [Ito et al., 2002] эта задача решена на основании анализа температурного профиля; позднее было предложено использовать для этих целей данные акустического и электромагнитного микросканирования [Дубиня и Ежов, 2017].

В наиболее современных работах [Дубиня и Тихоцкий, 2022; Zhang et al., 2023] представлены алгоритмы к решению сформулированной обратной задачи оценки напряжений по данным о проводимости естественных трещин. Можно выделить две ключевые особенности этого подхода к реконструкции напряженного состояния. Во-первых, само по себе условие (1) подразумевает возможность восстановления не только напряженного состояния среды, но и ее коэффициента трения μ , входящего в это неравенство. Во-вторых, решение обратной задачи не накладывает ограничений на вид тензора напряжений: в геомеханике месторождений часто полагается, что вертикальная ось тензора напряжений является главной осью [Zoback, 2007]. В то же время, этот постулат может нарушаться для переходных тектонических режимов и в регионах с развитой разломной тектоникой, однако неравенство (1) может быть с успехом использовано для прогноза пространственных ориентаций проводящих трещин и для этих случаев [Dubinya, 2022].

В рамках данной работы будет использован алгоритм реконструкции напряженного состояния, детально описанный в работе [Zhang et al., 2023]. Для каждой трещины с известной пространственной ориентацией, заданной двумя углами, например, азимутом α и углом падения δ , определяется единичный нормальный вектор $\mathbf{n}$. В данной работе будет использована система координат, первая ось которой направлена вертикально вниз, вторая ось – на север, а третья – на восток. Для такой системы координат вектор $\mathbf{n}$ будет иметь компоненты:

$$\mathbf{n} = \begin{pmatrix} \cos \delta \\ \sin \alpha \sin \delta \\ -\cos \alpha \sin \delta \end{pmatrix} \triangleq \begin{pmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{pmatrix}. \quad (2)$$

Здесь n_1 , n_2 и n_3 – компоненты нормального вектора в представленной системе координат.

Неравенство (1) переписывается в координатном виде (с использованием правила суммирования Эйнштейна по повторяющимся индексам) как:

$$\sqrt{\sigma_{ij}n_j\sigma_{ik}n_k - (\sigma_{ij}n_in_j)^2} \geq \mu\sigma_{ij}n_in_j. \quad (3)$$

Здесь σ_{ij} ($i, j = 1, 2, 3$) – компоненты тензора текущих эффективных напряжений в породе. В работах [Дубиня и Тихоцкий, 2022; Dubinya, 2022; Zhang et al., 2023] отмечается неудобство работы непосредственно с компонентами тензора напряжений σ_{ij} . Демонстрируется успешность задания тензора текущих напряжений через углы Эйлера. Для этих целей вводится некоторое начальное напряженное состояние σ_{ij}^0 , для которого в рассматриваемой системе координат ненулевыми являются только диагональные компоненты. Компоненты этого тензора напряжений имеют вид:

$$\sigma_{ij}^0 = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix}. \quad (4)$$

Здесь σ_1 , σ_2 и σ_3 – соответственно, максимальное, промежуточное и минимальное главные напряжения текущего тензора напряжений σ_{ij} . Иными словами, вводится тензор напряжений σ_{ij}^0 , главные значения которого совпадают с главными значениями искомого тензора напряжений σ_{ij} , при этом максимальное главное напряжение

тензора напряжений σ_{ij}^0 ; действует вертикально, промежуточное действует в направлении север-юг, а минимальное – восток-запад. Далее происходит вращение тензора напряжений с использованием углов Эйлера: сначала тензор напряжений σ_{ij}^0 вращается вокруг начального направления минимального горизонтального напряжения на угол θ_1 (положительное значение угла соответствует вращению по часовой стрелке); затем происходит вращение вокруг текущего направления максимального главного напряжения на угол θ_2 ; наконец, происходит вращение тензора напряжений вокруг текущего направления минимального главного напряжения на угол θ_3 . В работе [Dubinya, 2022] подробно описаны перечисленные вращения и продемонстрировано, что задание произвольного тензора напряжений σ_{ij} эквивалентно заданию трех главных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 и трех углов Эйлера θ_1 , θ_2 и θ_3 , причем компоненты тензора напряжений σ_{ij} определяются как:

$$\sigma_{ij} = \sum_{k=1}^3 \sigma_k n_{ki} n_{kj}. \quad (5)$$

Здесь σ_k – заданные главные напряжения, а матрица n_{ki} для выбранной системы поворотов определяется через углы Эйлера как:

$$n_{ki} = \begin{bmatrix} \cos \theta_1 \cos \theta_3 - \sin \theta_1 \cos \theta_2 \sin \theta_3 & -\sin \theta_1 \cos \theta_3 - \cos \theta_1 \cos \theta_2 \sin \theta_3 & \sin \theta_2 \sin \theta_3 \\ \sin \theta_1 \cos \theta_2 \cos \theta_3 + \cos \theta_1 \sin \theta_3 & \cos \theta_1 \cos \theta_2 \cos \theta_3 - \sin \theta_1 \sin \theta_3 & -\sin \theta_2 \cos \theta_3 \\ \sin \theta_1 \sin \theta_2 & \cos \theta_1 \sin \theta_2 & \cos \theta_2 \end{bmatrix}. \quad (6)$$

Далее, сами по себе значения главных напряжений также являются неудобными для реконструкции параметрами. Из линейности неравенства (1) следует, что домножение тензора напряжений на константу не меняет это неравенство, то есть компоненты тензора напряжений могут быть реконструированы только с точностью до вещественного множителя. В связи с этим, в работах [Дубиня и Тихоцкий, 2022; Dubinya, 2022; Zhang et al., 2023] предлагается реконструировать не сами главные напряжения σ_1 , σ_2 и σ_3 , а их безразмерные соотношения. Параметрами, определяющими напряженное состояние, являются отношение максимального главного напряжения к минимальному N_σ :

$$N_\sigma = \frac{\sigma_1}{\sigma_3} \quad (7)$$

и коэффициент Лодэ-Надаи φ_σ :

$$\varphi_\sigma = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}. \quad (8)$$

Заключительным параметром, определяющим выполнение неравенства (1) для трещины с известной пространственной ориентацией, является коэффициент трения μ , меняющийся в горных породах в диапазоне от 0 до 1 [Zoback, 2007].

В работах [Dubinya, 2022; Zhang et al., 2023] детально рассматриваются вопросы диапазонов изменения параметров (7) и (8). Если для коэффициента Лодэ-Надаи известно, что он также изменяется от 0 до 1, то легко определяется только нижняя граница отношения максимального главного напряжения к минимальному: по определению $N_\sigma = \sigma_1/\sigma_3 \geq 1$. С другой стороны, верхняя граница этого параметра может быть задана только условием неразрушения среды. При использовании линейного критерия разрушения Кулона-Мора с точностью до вещественного множителя определяется максимальное отношение максимального главного напряжения к минимальному:

$$\sigma_1 \leq \sigma_3 \frac{1 + \sin \varphi_{fr}}{1 - \sin \varphi_{fr}} + 2C \frac{\cos \varphi_{fr}}{1 - \sin \varphi_{fr}}. \quad (9)$$

Здесь φ_{fr} – угол трения ($\mu = \tan \varphi_{fr}$), C – когезия среды (предел прочности на сдвиг).

Можно устранить неопределенность, связанную с наличием вещественного множителя, если ввести в рассмотрение глубину трещины. На известной глубине h относительно легко рассчитывается эффективное вертикальное напряжение (компонента σ_{11} в используемой системе координат):

$$\sigma_{11} = \int_0^h \rho(x_1) g dx_1 - P_{\text{пор}}(h). \quad (10)$$

Здесь $\rho(x_1)$ – профиль плотности, g – ускорение свободного падения, $P_{\text{пор}}$ – поровое (гидростатическое) давление. Подстановка этого выражения в неравенство (10) с использованием правил (5) и (6) позволяет определить максимальное значение N_σ , зависящее от остальных параметров:

$$N_\sigma \in \left[1; \frac{\sigma_V(1 + \sin \varphi_{fr}) + 2[(1 - \varphi_\sigma)n_{21}^2(\theta_1, \theta_2, \theta_3) + n_{31}^2(\theta_1, \theta_2, \theta_3)]C \cos \varphi_{fr}}{\sigma_V(1 - \sin \varphi_{fr}) - 2[n_{11}^2(\theta_1, \theta_2, \theta_3) + \varphi_\sigma n_{21}^2(\theta_1, \theta_2, \theta_3)]C \cos \varphi_{fr}} \right]. \quad (11)$$

Остальные параметры изменяются в пределах: от $-\pi/2$ до $\pi/2$ для трех углов Эйлера и от 0 до 1 для коэффициента трения и коэффициента Луде-Надаи.

Для любой комбинации перечисленных шести параметров можно проверить выполнение критерия (3) для каждой трещины известной пространственной ориентации n , находящейся на глубине h . В работе [Дубиня и Тихоцкий, 2022] предлагается ввести N -мерный псевдовектор $\mathbf{K}_j(\sigma)$ ($j = 1, \dots, N$, N – количество трещин на рассматриваемом интервале глубин, символом σ обозначим набор из шести параметров $\theta_1, \theta_2, \theta_3, \varphi_\sigma, N_\sigma$ и μ), компоненты которого определяются правилом:

$$\mathbf{K}_j(\sigma) = \begin{cases} 1, & \text{если } \tau_n \geq \mu \sigma_n \text{ на } j\text{-й трещине,} \\ 0, & \text{если } \tau_n < \mu \sigma_n \text{ на } j\text{-й трещине.} \end{cases} \quad (12)$$

С другой стороны, вне зависимости от параметров напряженного состояния, на основании скважинных исследований можно ввести аналогичный N -мерный псевдовектор $\mathbf{T}_j$:

$$\mathbf{T}_j = \begin{cases} 1, & \text{если } j\text{-я трещина проводящая,} \\ 0, & \text{если } j\text{-я трещина непроводящая.} \end{cases} \quad (13)$$

Решается обратная задача поиска такого набора параметров напряженного состояния σ , при котором соответствие между критически напряженными и проводящими трещинами является наилучшим. В качестве целевой функции R в работе [Дубиня и Тихоцкий, 2022] предложено использовать угол между псевдовекторами $\mathbf{K}_j(\sigma)$ и $\mathbf{T}_j$, из компонент которых вычтены средние значения:

$$R(\sigma) = \frac{\sum_{j=1}^N (\mathbf{T}_j - (\sum_{j=1}^N \mathbf{T}_j)/N) \cdot (\mathbf{K}_j(\sigma) - (\sum_{j=1}^N \mathbf{K}_j(\sigma))/N)}{\sqrt{\sum_{j=1}^N (\mathbf{T}_j - (\sum_{j=1}^N \mathbf{T}_j)/N)^2} \cdot \sqrt{\sum_{j=1}^N (\mathbf{K}_j(\sigma) - (\sum_{j=1}^N \mathbf{K}_j(\sigma))/N)^2}}. \quad (14)$$

В ходе решения обратной задачи с помощью метода Монте-Карло из пределов (11) и перечисленных далее диапазонов основных параметров напряженного состояния готовятся различные реализации. Для каждой реализации по выражению (14) рассчитывается мера соответствия $R(\sigma)$.

Строго говоря, идеальной оценкой напряженного состояния можно считать ту реализацию, при которой мера соответствия $R(\sigma)$ достигнет единицы. Тем не менее, критерий (1) может нарушаться вследствие различных причин, не связанных с проводимостью, а в методе Монте-Карло может не встретиться идеальной реализации. В связи с этим выбирается некоторая величина R_{crit} , такая что все реализации с $R(\sigma) \geq R_{\text{crit}}$

считаются успешными. Проблема корректного выбора R_{crit} связана с количеством трещин, числом реализаций и особенностями самих трещин и рассматривается в работах [Дубиня и Тихоцкий, 2022; Новикова и Дубиня, 2023]. Успешные реализации рассматриваются с использованием аппарата математической статистики. Проводится частотный анализ и с использованием метода моментов определяются вид функции плотности распределения и ее параметры. В данной работе рассмотрены функции плотности распределения, относящиеся к семейству распределений Пирсона, то есть удовлетворяющие дифференциальному уравнению [Elderton and Johnson, 1969]:

$$\frac{d \ln(f(\sigma))}{d\sigma} = \frac{\sigma + a}{b_0 + b_1\sigma + b_2\sigma^2}. \quad (15)$$

Здесь $f(\sigma)$ – функция плотности вероятности, a , b_0 , b_1 , b_2 – величины, определяемые через первые четыре момента распределения успешных реализаций. Процедура поиска этих моментов и значений параметров подробно описана в работе [Elderton and Johnson, 1969]. В данной работе рассмотрение ограничено распределениями Пирсона I, IV и VI типов. Отметим, что уравнение (15) используется для оценки каждого параметра напряженного состояния σ независимо, хотя можно говорить о возможности отдельного проведения факторного анализа [Дубиня и Тихоцкий, 2022].

В качестве оценки параметра напряженного состояния можно использовать значение σ , при котором функция плотности вероятности достигает своего максимума, а квантили распределений могут дать доверительный интервал.

Результаты

Данные, продемонстрированные на рис. 3, используются для поиска параметров напряженного состояния, допускающих наилучшее соответствие между критически напряженными и проводящими трещинами. По исходным геофизическим данным 11 трещин отнесены к классу проводящих, 18 – к классу закрытых трещин. Исходя из предварительных результатов статистического анализа [Дубиня и Тихоцкий, 2022; Новикова и Дубиня, 2023] можно ожидать, что достоверные результаты реконструкции могут быть получены при выборе R_{crit} на уровне 0,5–0,6. На рис. 4 продемонстрированы результаты оценки направлений действия главных напряжений для нескольких значений R_{crit} после проведения 250 000 расчетов.

Представлено 4 варианта анализа: на рисунки нанесены точки, соответствующие направлениям максимального главного напряжения (красные точки), промежуточного главного напряжения (оранжевые точки) и минимального главного напряжения (зеленые точки), полученным для всех реализаций, для которых $R(\sigma)$ превышает величину R_{crit} , указанную на каждом рисунке. При значениях R_{crit} ниже 0,4 практически не наблюдаются особенности напряженного состояния.

Видно, что анализ естественной трещиноватости свидетельствует о преимущественном направлении минимального главного напряжения восток-юго-восток – запад-северо-запад. Это направление проявляется уже при $R_{\text{crit}} = 0,40$. При этом можно явно заметить, что гипотеза о субвертикальности одной из главных осей тензора напряжений слабо применима для рассматриваемой скважины. Большинство реализаций характеризуются тем, что максимальное и промежуточное главные напряжения действуют вдоль оси северо-восток-север – юго-запад-юг. При этом минимальное горизонтальное напряжение преимущественно действительно действует в горизонтальном направлении. Такая ситуация типична для условий, при которых напластование характеризуется ненулевым углом падения. При этом интерпретация границ пластов, выполненная по результатам анализа данных микросканирования, подтверждает, что в башкирском ярусе напластования характеризуются основным направлением падения юг-юго-запад. Минимальный угол падения составляет $3,4^\circ$, максимальный – $27,9^\circ$, средний – $9,4^\circ$, что свидетельствует о тектонической согласованности результатов реконструкции параметров напряженного состояния.

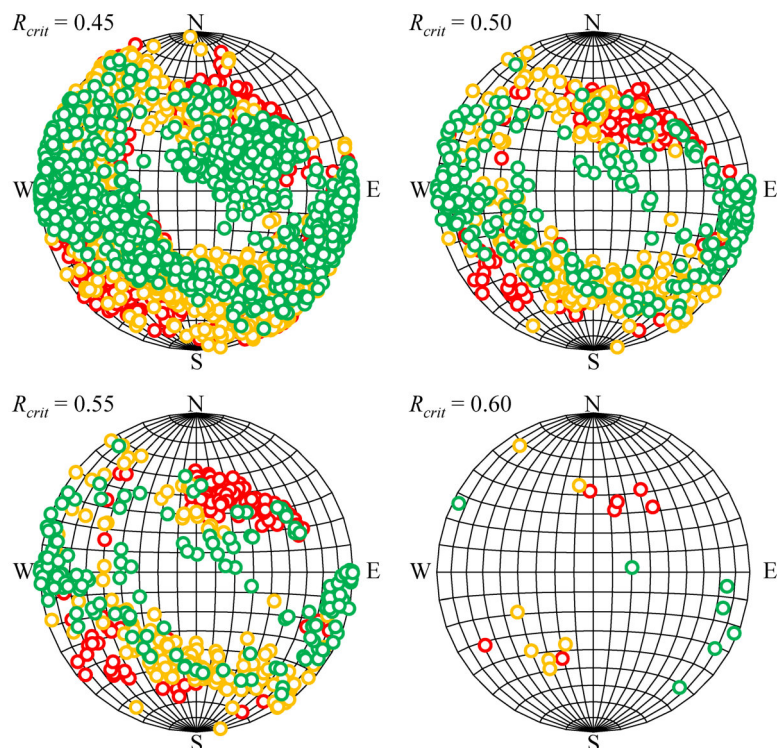


Рис. 4. Направления действия главных напряжений для успешных реализаций. Зеленым цветом показаны направления минимального главного напряжения, желтым – промежуточного главного напряжения, красным – максимального главного напряжения. На заключительном рисунке ($R_{crit} = 0,60$) можно сделать вывод о предположительной ориентации главных напряжений: минимальное главное напряжение субгоризонтально и направлено по оси восток-юг-восток – запад-север-запад, а промежуточное и максимальное главные напряжения действуют в вертикальной плоскости, ортогональной этому направлению.

В табл. 1 перечислены результаты оценки параметров напряженного состояния по статистике, полученной после выбора успешных реализаций, удовлетворяющих условию $R(\sigma) \geq R_{crit}$, где $R_{crit} = 0,557$. В таблицу внесены три значения: мода (значение параметра, при котором функция плотности распределения достигает максимума), а также нижняя и верхняя границы оценочных значений параметров. Границы связаны с квантилями распределений: под нижней границей понимается такая величина параметра σ^- , что в 32% успешных реализаций параметр $\sigma < \sigma^-$. Аналогичным образом определяется верхняя граница σ^+ : 68% реализаций характеризуются величинами $\sigma < \sigma^+$. Квантили выбраны таким образом, чтобы удовлетворять «правилу трех сигм» для нормальных распределений.

Показанное отклонение главных осей тензора напряжений от вертикального направления (угол между максимальным главным напряжением и вертикалью в среднем составляет 44–55 градусов) и вид успешных реализаций, показанных на рис. 4, свидетельствует о переходном тектоническом режиме. Горизонтальная ориентация минимального главного напряжения свидетельствует о переходном режиме между сбросовым и сдвиговым. Можно ожидать, что минимальное горизонтальное напряжение ниже вертикального, а максимальное горизонтальное напряжение близко к вертикальному.

Таблица 1. Результаты реконструкции параметров напряженного состояния

Параметр	Нижняя граница	Мода	Верхняя граница
θ_1 , градусы	-44,6	-17,4	17,2
θ_2 , градусы	-22,6	-6,6	19,2
θ_3 , градусы	-27,5	4,23	33,4
φ_σ , д.е.	0,11	0,19	0,30
N_σ , д.е.	2,61	3,18	3,84
μ , д.е.	0,23	0,34	0,48
σ_h , атм ($h = 965$ м)	62,6	64,9	85,3
σ_H , атм ($h = 965$ м)	129,2	142,8	157,4
α , градусы	-1,3	11,0	20,5

Для детального анализа состояния околоскважинного пространства можно отдельно рассмотреть минимальное σ_h и максимальное σ_H горизонтальные напряжения. В используемой системе координат эти напряжения определяются как:

$$\begin{aligned}\sigma_H &= \frac{\sigma_{22} + \sigma_{33}}{2} + \frac{\sigma_{22} - \sigma_{33}}{2} \cos 2\alpha + \frac{\sigma_{23}}{2} \sin 2\alpha, \\ \sigma_h &= \frac{\sigma_{22} + \sigma_{33}}{2} - \frac{\sigma_{22} - \sigma_{33}}{2} \cos 2\alpha - \frac{\sigma_{23}}{2} \sin 2\alpha.\end{aligned}\quad (16)$$

Здесь вводится азимут максимального горизонтального напряжения α , определяемый как:

$$\tan 2\alpha = \frac{2\sigma_{23}}{\sigma_{22} - \sigma_{33}}. \quad (17)$$

Поскольку все компоненты тензора напряжений определяются параметрами напряженного состояния, данные из табл. 1 могут быть использованы для оценки горизонтальных напряжений. Для глубины проведения гидроразрыва (965 м) можно оценить эффективное вертикальное напряжение как 150 атм. На рис. 5 представлены распределения минимального (слева) и максимального (справа) горизонтальных напряжений, полученные для успешных реализаций ($R(\sigma) \geq 0,557$) для выбранного вертикального напряжения. По вертикальной оси отложено количество реализаций, попавших в соответствующий интервал гистограммы. Пунктирной линией показано рассчитанное распределение Пирсона (получено распределение Пирсона I типа для σ_h и IV типа для σ_H).

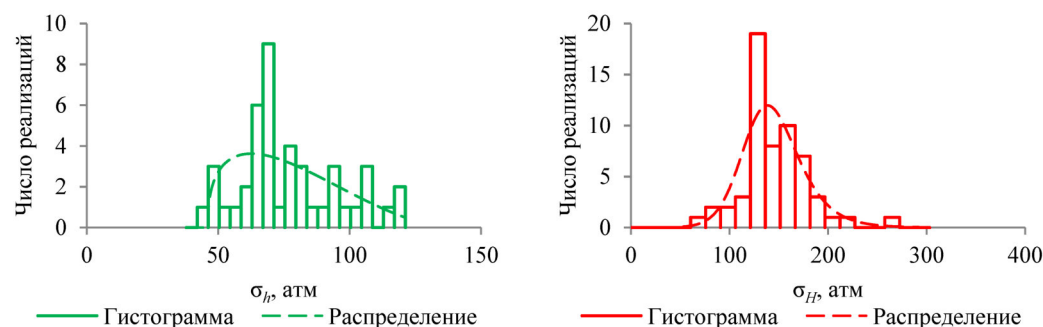


Рис. 5. Распределения горизонтальных напряжений.

Полученные в результате описанного анализа оценки горизонтальных напряжений и направлений их действия представлены в заключительных строках табл. 1. Нижние

и верхние границы горизонтальных напряжений определены таким же образом, как и для остальных параметров напряженного состояния (квантили 32% и 68%).

При построении одномерной геомеханической модели можно придерживаться различных путей. При начальных оценках можно следовать подходу, описанному в работе [Zoback, 2007]: сделать предположение о том, что отношения горизонтальных напряжений к вертикальному сохраняются на всем интервале рассматриваемых глубин. На рис. 6 показаны профили вертикального (красная линия), минимального (зеленая линия) и максимального (оранжевая линия) горизонтальных напряжений. Рисунок дополнен пунктирными линиями, соответствующими нижней и верхней границам горизонтальных напряжений.

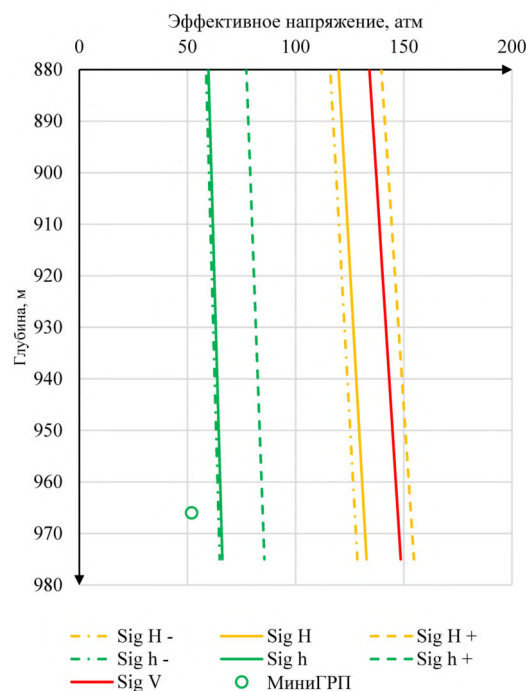


Рис. 6. Профили горизонтальных напряжений по линейной модели напряжений. Обозначения: «Sig H –» – нижняя граница максимального горизонтального напряжения; «Sig H» – мода максимального горизонтального напряжения; «Sig H +» – верхняя граница максимального горизонтального напряжения; «Sig h –» – нижняя граница минимального горизонтального напряжения; «Sig h» – мода минимального горизонтального напряжения; «Sig h +» – верхняя граница минимального горизонтального напряжения; «Sig V» – вертикальное напряжение; «мини-ГРП» – прямое измерение минимального горизонтального напряжения на глубине проведения теста мини-ГРП.

Рисунок дополнен отметкой «мини-ГРП» – величиной минимального горизонтального напряжения, оцененной как давление мгновенного закрытия трещины гидроразрыва после окончания закачки. Следует отметить, что согласно рис. 4, минимальное главное напряжение действует преимущественно в горизонтальной плоскости, в связи с чем минимальное горизонтальное напряжение также практически равно минимальному главному напряжению, что позволяет достоверно учитывать данные, полученные при мини-ГРП. Для этого следует обратиться к пороупругой модели, согласно которой горизонтальные напряжения связаны с вертикальным через статические упругие модули:

$$\begin{aligned}\sigma_H(x_1) &= \sigma_V(x_1) \frac{v(x_1)}{1-v(x_1)} + \frac{E(x_1)}{1-v^2(x_1)} (\varepsilon_H + v(x_1)\varepsilon_h), \\ \sigma_h(x_1) &= \sigma_V(x_1) \frac{v(x_1)}{1-v(x_1)} + \frac{E(x_1)}{1-v^2(x_1)} (\varepsilon_h + v(x_1)\varepsilon_H).\end{aligned}\quad (18)$$

Здесь ε_h и ε_H – так называемые тектонические деформации, определяющие профили горизонтальных напряжений и принимаемые постоянными на рассматриваемом интервале глубин [Prats, 1981]; $v(x_1)$ и $E(x_1)$ – профили статического коэффициента Пуассона и модуля Юнга соответственно.

Уже выполненная реконструкция параметров напряженного состояния позволяет сформулировать два правила, по которым могут быть восстановлены значения горизонтальных деформаций:

1. Минимальное горизонтальное напряжение на глубине проведения мини-ГРП должно быть близко к мгновенному закрытию трещины гидроразрыва. Только это условие, как следует из выражения (18), позволяет определить горизонтальные деформации только как линейные комбинации параметров $\varepsilon_h + v(x_{\text{мини-ГРП}})\varepsilon_H$ [Дубиня, 2019]. Из-за этого необходимо воспользоваться вторым результатом:
2. Средние значения горизонтальных напряжений должны быть близки к оценкам среднего из табл. 1 и рис. 5 и 6.

Отдельную проблему вызывает реконструкция профилей статического модуля Юнга и коэффициента Пуассона. При проведении акустических исследований на скважине определены скорости распространения продольных и поперечных упругих волн, при проведении стандартного комплекса ГИС – профиль плотности (рис. 7а). По известным выражениям [Zoback, 2007] эти данные пересчитываются в динамические упругие модули – модуль Юнга и коэффициент Пуассона (рис. 7б, пунктирные линии). В свою очередь, проведение лабораторных экспериментов позволило определить и статические, и динамические упругие модули на образцах керна (рис. 7б, точки). Для каждой из рассмотренных стратиграфических единиц построены зависимости «динамические упругие модули (ГИС) – динамические упругие модули (керна)» и «динамические упругие модули (керна) – статические упругие модули (керна)», показанные на рис. 7в и рис. 7г соответственно. На рис. 7в показаны полученные соотношения между динамическим модулем Юнга, рассчитанным по данным геофизических исследований скважин (скоростям продольных и поперечных упругих волн и плотности) на глубине отбора керна (вертикальная ось), и динамическим модулем Юнга, измеренным на керне. На рис. 7г продемонстрирована взаимная корреляция статических и динамических модулей Юнга, измеренных на отобранных образцах керна. Совместный анализ этих данных позволяет сделать предварительные выводы об изменениях статических упругих модулей при переходе от масштаба керна к масштабу геофизических исследований скважин – решить задачу ремасштабирования, необходимую для корректного построения одномерной геомеханической модели. Последовательное решение двух задач линейной регрессии позволило построить профили статических упругих модулей, показанные на рис. 7б сплошными линиями. Именно эти профили используются для восстановления профилей горизонтальных напряжений по выражениям (17) и оценки значений горизонтальных деформаций.

Необходимо отметить, что сравнительные результаты исследований, проведенных на образцах, принадлежащих карбонатной части Верейского горизонта и Башкирскому ярусу, достаточно хорошо соответствуют друг другу, в связи с чем эти образцы объединены в группу «карбонаты» (глубины 938–980 м). В отдельную группу «Глины» вынесены образцы, отобранные из интервалов, содержащих глинистый материал, согласно литолого-минералогическому описанию и данным ГИС.

Использование профилей статических упругих модулей позволило рассчитать профили горизонтальных напряжений по уравнениям (18). Далее решалась задача оптимизации: поиска такой пары горизонтальных деформаций ε_h и ε_H , которой отношения горизонтальных напряжений к вертикальному напряжению, осредненные на выделенном карбонатном интервале, совпадали с результатами реконструкции (рис. 4, рис. 5 и рис. 6). Кроме того, минимальное горизонтальное напряжение на глубине проведения мини-ГРП (965–967 м) должно совпадать с мгновенным давлением закрытия трещины (51,9 атм). Решение поставленной задачи для имеющихся данных: $\varepsilon_h = -0,000190$, $\varepsilon_H = 0,000383$. На рис. 8 представлены профили горизонтальных напряжений, ре-

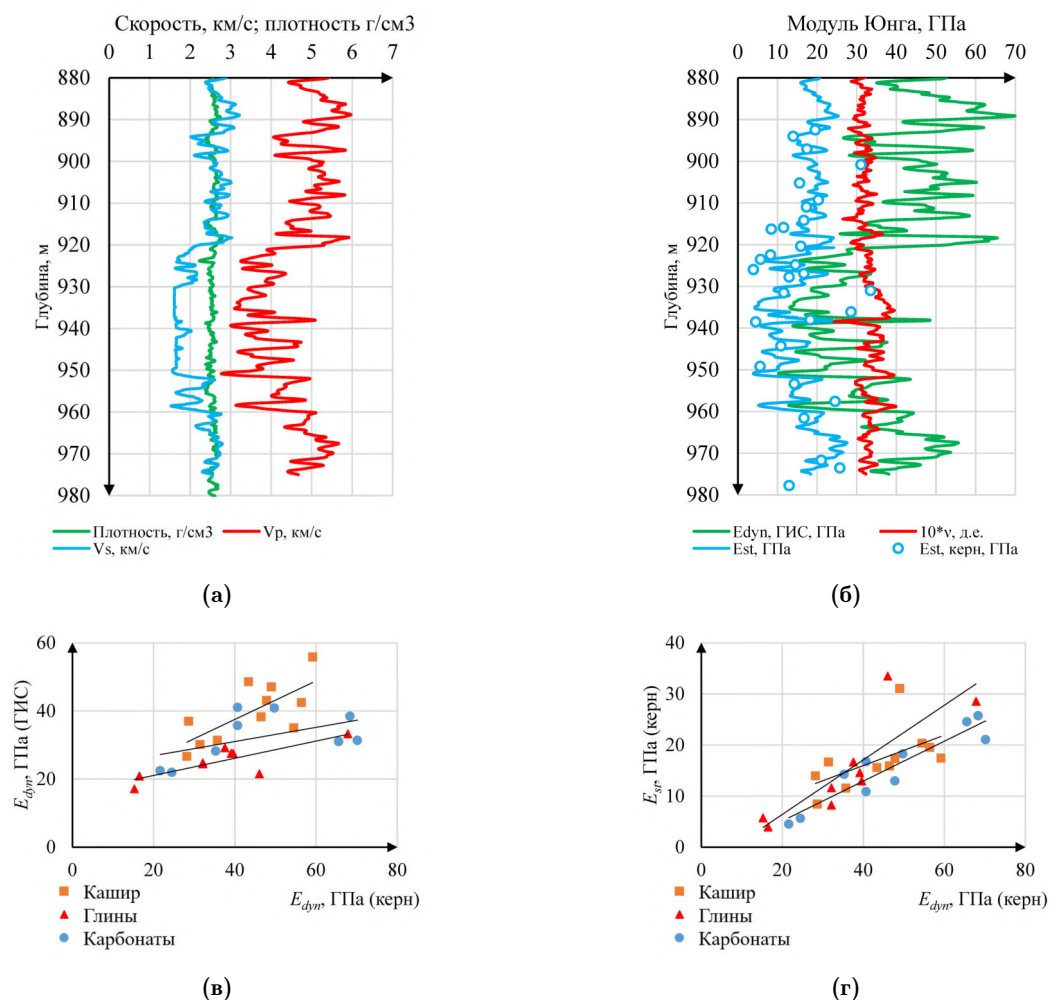


Рис. 7. Модель механических свойств. а) скорости упругих волн и плотность; б) профили статических и динамических упругих модулей (для демонстрации на одной шкале коэффициент Пуассона домножен на 100); в) зависимость динамического модуля Юнга по ГИС от динамического модуля Юнга по керну; г) зависимость статического модуля Юнга по керну от динамического модуля Юнга по керну. Динамический коэффициент Пуассона принят равным статическому на всех масштабах.

конструированных по пороупругой модели (тонкие сплошные линии с сохранением обозначений рис. 5, обозначение $\text{Sig } h'$ для минимального горизонтального напряжения, $\text{Sig } H'$ для максимального горизонтального напряжения).

Остающиеся на рисунке диапазоны изменения горизонтальных напряжений, следует использовать как оценку неопределенности одномерной геомеханической модели. Так, степень неопределенности составляет в среднем 30 атм для максимального горизонтального напряжения. Если не учитывать данные мини-ГРП, то минимальное горизонтальное напряжение определено с погрешностью около 20 атм, причем вероятнее всего недооценка величины минимального горизонтального напряжения.

Выводы

В работе продемонстрировано, каким образом информация о проводимости естественных трещин в породах околоскважинного пространства может быть использована для оценки напряженного состояния геологических сред, слагающих коллектор.

Основными особенностями представленного подхода можно считать:

1. Возможность одновременной независимой реконструкции всех компонент тензора природных эффективных напряжений и коэффициента трения пород;

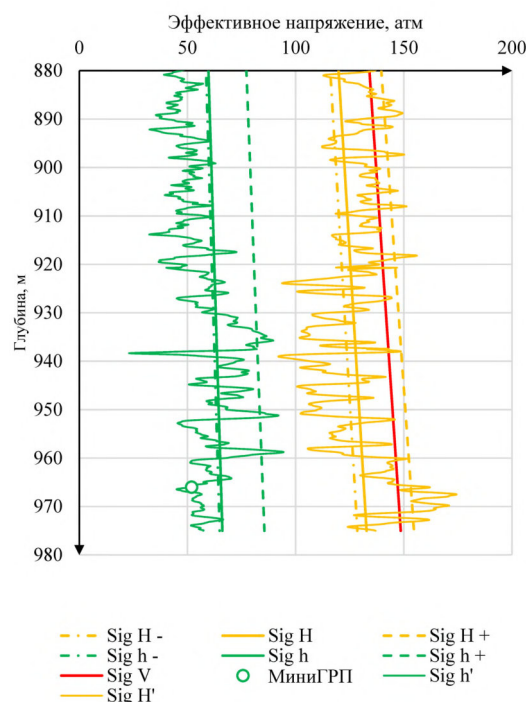


Рис. 8. Профили горизонтальных напряжений по пороупругой модели. Обозначения: «Sig H –» – нижняя граница максимального горизонтального напряжения; «Sig H» – мода максимального горизонтального напряжения; «Sig H +» – верхняя граница максимального горизонтального напряжения; «Sig h –» – нижняя граница минимального горизонтального напряжения; «Sig h» – мода минимального горизонтального напряжения; «Sig h +» – верхняя граница минимального горизонтального напряжения; «Sig V» – вертикальное напряжение; «мини-ГРП» – прямое измерение минимального горизонтального напряжения на глубине проведения теста мини-ГРП; «Sig h'» – минимальное горизонтальное напряжение, определенное по пороупругой модели; «Sig H'» – максимальное горизонтальное напряжение, определенное по пороупругой модели.

2. Отсутствие априорных предположений о виде напряженно-деформированного состояния, в частности, предположения о вертикальности одного из главных напряжений;

3. Возможность статистического анализа результатов реконструкции напряженного состояния: определение среднего, медианного и модового значения каждого параметра, оценка дисперсии, асимметрии и эксцесса. Как видно из полученных результатов, оценочное значение параметров напряженного состояния не обязательно лежит в центре допустимого интервала значений, существует возможность изучить риск недо- и переоценки каждого параметра.

Результаты реконструкции напряженного состояния на основании данных о естественной трещиноватости в целом совпадают с оценками напряжений другими методами. Различие между полученным в данном исследовании азимутом максимального горизонтального напряжения (грубая оценка $10 \pm 10^\circ$) в целом не противоречит более общим оценкам этого направления по ориентации вывалов (северо-запад-север – юго-восток-юг) и анизотропии скоростей упругих волн ($-20 \pm 40^\circ$).

Более достоверно оценка отдельных компонент тензора напряжений может быть верифицирована путем сравнения с данными мини-ГРП. Наиболее ожидаемое значение минимального горизонтального напряжения на глубине проведения гидроразрыва составляет 62 атм (рис. 5, причем вес распределения смещен влево). Оценка той же величины по данным мини-ГРП составила 51,9 атм, что свидетельствует об относительно высокой степени согласия на качественном уровне.

При этом испытание мини-ГРП проведено в точке локального снижения упругих модулей, благодаря чему использование пороупругой модели позволяет с высокой точностью определить тектонические горизонтальные деформации и реконструировать профили напряжений с характерной погрешностью ± 10 атм, что, с учетом всех неопределенностей, возникающих при геомеханическом моделировании, можно считать весьма точным результатом.

Использованный в рамках данного исследования аппарат математической статистики представляется перспективным для повышения точности построения геомеханических моделей на основании исследований трещиноватости. Ряд вопросов: выбор критерия, ограничивающего рассматриваемые успешные реализации, факторный анализ и вид распределения, описывающего наблюдаемую статистику, остались за рамками данной работы, но будут детально рассмотрены в дальнейшем.

Можно говорить о том, что реконструкция параметров напряженного состояния на основании данных о проводимости естественных трещин представляется перспективным подходом, который может быть использован для существенного повышения качества геомеханического моделирования для карбонатных пород.

Благодарности. Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности, проект № FZSM-2023-0014.

Список литературы

- Дубиня Н. В. Обзор скважинных методов изучения напряженного состояния верхних слоев Земной коры // *Физика Земли*. — 2019. — № 2. — С. 137–155. — DOI: [10.31857/S0002-333720192137-155](https://doi.org/10.31857/S0002-333720192137-155).
- Дубиня Н. В., Ежов К. А. Уточнение профилей горизонтальных напряжений в окрестности скважин по геометрическим характеристикам трещин в породах околоскважинного пространства // *Геофизические исследования*. — 2017. — Т. 18, № 2. — С. 5–26. — DOI: [10.21455/gr2017.2-1](https://doi.org/10.21455/gr2017.2-1).
- Дубиня Н. В., Тихоцкий С. А. О методе решения обратной задачи восстановления напряженно-деформированного состояния массива горных пород по данным о естественной трещиноватости // *Физика Земли*. — 2022. — № 4. — С. 112–134. — DOI: [10.31857/S0002333722040020](https://doi.org/10.31857/S0002333722040020).
- Новикова Е. В., Дубиня Н. В. Об устойчивости решения обратной задачи реконструкции напряженного состояния геологической среды на основании анализа естественной трещиноватости // *Процессы в геосредах*. — 2023. — Т. 38, № 4. — С. 2240–2251.
- Dubinya N. V. Spatial orientations of hydraulically conductive shear natural fractures for an arbitrary stress state: An analytical study of governing geomechanical factors // *Journal of Petroleum Science and Engineering*. — 2022. — Vol. 212. — P. 110288. — DOI: [10.1016/j.petrol.2022.110288](https://doi.org/10.1016/j.petrol.2022.110288).
- Elderton W. P., Johnson N. L. *Systems of Frequency Curves*. — Cambridge University Press, 1969. — DOI: [10.1017/CBO9780511569654](https://doi.org/10.1017/CBO9780511569654).
- Funato A., Ito T. A new method of diametrical core deformation analysis for in-situ stress measurements // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. — 2017. — Vol. 91. — P. 112–118. — DOI: [10.1016/j.ijrmms.2016.11.002](https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2016.11.002).
- Gaarenstroom L., Tromp R. A. J., Brandenburg A. M. Overpressures in the Central North Sea: implications for trap integrity and drilling safety // *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series*. — 1993. — Vol. 4, no. 1. — P. 1305–1313. — DOI: [10.1144/0041305](https://doi.org/10.1144/0041305).
- Galybin A. N., Mokhel A. N. Borehole breakout in rocks with strength anisotropy // *1st Australian Congress on Applied Mechanics: ACAM-96*. — Australia : Institution of Engineers, 1996. — P. 943–948.
- Higgins S., Goodwin S., Donald A., *et al.* Anisotropic Stress Models Improve Completion Design in the Baxter Shale // *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. — SPE, 2008. — DOI: [10.2118/115736-ms](https://doi.org/10.2118/115736-ms).
- Ito T., Fujii R., Evans K. F., *et al.* Estimation of Stress Profile with Depth from Analysis of Temperature and Fracture Orientation Logs in a 3.6 km Deep Well at Soultz, France // *All Days*. — SPE, 2002. — DOI: [10.2118/78185-MS](https://doi.org/10.2118/78185-MS).
- Ljunggren C., Chang Y., Janson T., *et al.* An overview of rock stress measurement methods // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. — 2003. — Vol. 40, no. 7/8. — P. 975–989. — DOI: [10.1016/j.ijrmms.2003.07.003](https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2003.07.003).
- Ostadhassan M., Zeng Z., Zamiran S. Geomechanical modeling of an anisotropic formation - Bakken case study // *46th US Rock Mechanics / Geomechanics Symposium*. — American Rock Mechanics Association, 2012. — P. 2631–2645.

- Prats M. Effect of Burial History on the Subsurface Horizontal Stresses of Formations Having Different Material Properties // Society of Petroleum Engineers Journal. — 1981. — Vol. 21, no. 06. — P. 658–662. — DOI: [10.2118/9017-pa](https://doi.org/10.2118/9017-pa).
- Shkuratnik V. L., Kravchenko O. S., Filimonov Y. L. Stress Memory in Acoustic Emission of Rock Salt Samples in Cyclic Loading under Variable Temperature Effects // Journal of Mining Science. — 2020. — Vol. 56, no. 2. — P. 209–215. — DOI: [10.1134/s1062739120026662](https://doi.org/10.1134/s1062739120026662).
- Sinha B. K., Wendt A. S. Estimation of horizontal stress magnitudes using sonic data from vertical and deviated wellbores in a depleted reservoir // Geological Society, London, Special Publications. — 2014. — Vol. 409, no. 1. — P. 67–91. — DOI: [10.1144/SP409.9](https://doi.org/10.1144/SP409.9).
- Thiercelin M. J., Plumb R. A. Core-Based Prediction of Lithologic Stress Contrasts in East Texas Formations // SPE Formation Evaluation. — 1994. — Vol. 9, no. 04. — P. 251–258. — DOI: [10.2118/21847-pa](https://doi.org/10.2118/21847-pa).
- Zhang S., Ma X., Zoback M. Determination of the crustal friction and state of stress in deep boreholes using hydrologic indicators // Rock Mechanics Bulletin. — 2023. — Vol. 2, no. 1. — P. 100024. — DOI: [10.1016/j.rockmb.2022.100024](https://doi.org/10.1016/j.rockmb.2022.100024).
- Zoback M. D. Reservoir Geomechanics. — Cambridge University Press, 2007.
- Zoback M. D., Barton C. A., Brudy M., *et al.* Determination of stress orientation and magnitude in deep wells // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. — 2003. — Vol. 40, no. 7/8. — P. 1049–1076. — DOI: [10.1016/j.ijrmms.2003.07.001](https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2003.07.001).

ASSESSMENT OF THE IN-SITU STRESS STATE OF THE CARBONATE ROCK MASS AT AN OIL FIELD

E. R. Ziganshin^{1,*} , N. V. Dubinya^{2,3} , E. V. Novikova^{3,4} , and I. A. Voronov^{2,3} 

¹Kazan Federal University, Kazan, Russia

²Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

³Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, Russia

⁴Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of RAS, Moscow, Russia

****Correspondence to:** Eduard Ziganshin, ERZiganshin@kpfu.ru.

The paper presents an algorithm for reconstruction of stress state parameters of rock massif based on data on natural fractures. For one well developing an oil field, the directions of the principal in-situ stresses, their relative magnitudes, and the strength of the rocks in the near-wellbore space were reconstructed. Stress inversion results are in agreement with other methods of stress estimation, in particular, with the results of the mini-hydraulic fracture test. The inverse problem of stress state estimation is solved using the Monte Carlo method. An algorithm of applying the apparatus of mathematical statistics – the method of moments for determining distribution parameters from the Pearson distribution family – to quantify the ambiguity of the estimation of the directions of the principal stresses and their relative magnitudes is presented. The proposed algorithm can be used for independent reconstruction of stresses for carbonate rocks, provided that there is information about the conductivity of fractures in the rocks of the near-wellbore space to further improve the quality of one-dimensional and three-dimensional geomechanical modelling.

Keywords: stress estimation, critically stressed fractures, carbonate collector, reservoir geomechanics, hydraulic fracture.

Received: 29 August 2024
Accepted: 22 November 2024
Published: 5 December 2024

© 2024. The Authors.

Citation: Ziganshin, E. R., N. V. Dubinya, E. V. Novikova, and I. A. Voronov (2024), Assessment of the In-situ Stress State of the Carbonate Rock Mass at an Oil Field, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5006, <https://doi.org/10.2205/2024ES000955>, EDN: DJZBGG

References

- Dubinya N. V. An Overview of Wellbore Methods of Investigating Stress State of the Upper Layers of the Earth's Crust // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2019. — Vol. 55, no. 2. — P. 311–326. — DOI: [10.1134/S1069351319020034](https://doi.org/10.1134/S1069351319020034).
- Dubinya N. V. Spatial orientations of hydraulically conductive shear natural fractures for an arbitrary stress state: An analytical study of governing geomechanical factors // *Journal of Petroleum Science and Engineering*. — 2022. — Vol. 212. — P. 110288. — DOI: [10.1016/j.petrol.2022.110288](https://doi.org/10.1016/j.petrol.2022.110288).
- Dubinya N. V., Tikhotskiy S. A. Method for the Inverse Problem Solution for Reconstruction of Stress Strain State of Rock Mass Based on Natural Fractures Data // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2022. — Vol. 58, no. 4. — P. 544–561. — DOI: [10.1134/s1069351322040024](https://doi.org/10.1134/s1069351322040024).
- Dubinya N. V., Yezhov K. A. In-situ horizontal stress estimation based on the geometrical properties of fractures in well vicinity // *Geophysical Research*. — 2017. — Vol. 18, no. 2. — P. 5–26. — DOI: [10.21455/gr2017.2-1](https://doi.org/10.21455/gr2017.2-1).
- Elderton W. P., Johnson N. L. *Systems of Frequency Curves*. — Cambridge University Press, 1969. — DOI: [10.1017/CBO9780511569654](https://doi.org/10.1017/CBO9780511569654).
- Funato A., Ito T. A new method of diametrical core deformation analysis for in-situ stress measurements // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. — 2017. — Vol. 91. — P. 112–118. — DOI: [10.1016/j.ijrmms.2016.11.002](https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2016.11.002).

- Gaarenstroom L., Tromp R. A. J., Brandenburg A. M. Overpressures in the Central North Sea: implications for trap integrity and drilling safety // Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series. — 1993. — Vol. 4, no. 1. — P. 1305–1313. — DOI: [10.1144/0041305](https://doi.org/10.1144/0041305).
- Galybin A. N., Mokhel A. N. Borehole breakout in rocks with strength anisotropy // 1st Australian Congress on Applied Mechanics: ACAM-96. — Australia : Institution of Engineers, 1996. — P. 943–948.
- Higgins S., Goodwin S., Donald A., *et al.* Anisotropic Stress Models Improve Completion Design in the Baxter Shale // SPE Annual Technical Conference and Exhibition. — SPE, 2008. — DOI: [10.2118/115736-ms](https://doi.org/10.2118/115736-ms).
- Ito T., Fujii R., Evans K. F., *et al.* Estimation of Stress Profile with Depth from Analysis of Temperature and Fracture Orientation Logs in a 3.6 km Deep Well at Soultz, France // All Days. — SPE, 2002. — DOI: [10.2118/78185-MS](https://doi.org/10.2118/78185-MS).
- Ljunggren C., Chang Y., Janson T., *et al.* An overview of rock stress measurement methods // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. — 2003. — Vol. 40, no. 7/8. — P. 975–989. — DOI: [10.1016/j.ijrmms.2003.07.003](https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2003.07.003).
- Novikova E. V., Dubinya N. V. On Stability of Inverse Problem Solution for Rock Mass Stress State Reconstruction Based on Natural Fractures Analysis // Process in geomechanics. — 2023. — Vol. 38, no. 4. — P. 2240–2251.
- Ostadhassan M., Zeng Z., Zamiran S. Geomechanical modeling of an anisotropic formation - Bakken case study // 46th US Rock Mechanics / Geomechanics Symposium. — American Rock Mechanics Association, 2012. — P. 2631–2645.
- Prats M. Effect of Burial History on the Subsurface Horizontal Stresses of Formations Having Different Material Properties // Society of Petroleum Engineers Journal. — 1981. — Vol. 21, no. 06. — P. 658–662. — DOI: [10.2118/9017-pa](https://doi.org/10.2118/9017-pa).
- Shkuratnik V. L., Kravchenko O. S., Filimonov Y. L. Stress Memory in Acoustic Emission of Rock Salt Samples in Cyclic Loading under Variable Temperature Effects // Journal of Mining Science. — 2020. — Vol. 56, no. 2. — P. 209–215. — DOI: [10.1134/s1062739120026662](https://doi.org/10.1134/s1062739120026662).
- Sinha B. K., Wendt A. S. Estimation of horizontal stress magnitudes using sonic data from vertical and deviated wellbores in a depleted reservoir // Geological Society, London, Special Publications. — 2014. — Vol. 409, no. 1. — P. 67–91. — DOI: [10.1144/SP409.9](https://doi.org/10.1144/SP409.9).
- Thiercelin M. J., Plumb R. A. Core-Based Prediction of Lithologic Stress Contrasts in East Texas Formations // SPE Formation Evaluation. — 1994. — Vol. 9, no. 04. — P. 251–258. — DOI: [10.2118/21847-pa](https://doi.org/10.2118/21847-pa).
- Zhang S., Ma X., Zoback M. Determination of the crustal friction and state of stress in deep boreholes using hydrologic indicators // Rock Mechanics Bulletin. — 2023. — Vol. 2, no. 1. — P. 100024. — DOI: [10.1016/j.rockmb.2022.100024](https://doi.org/10.1016/j.rockmb.2022.100024).
- Zoback M. D. Reservoir Geomechanics. — Cambridge University Press, 2007.
- Zoback M. D., Barton C. A., Brudy M., *et al.* Determination of stress orientation and magnitude in deep wells // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. — 2003. — Vol. 40, no. 7/8. — P. 1049–1076. — DOI: [10.1016/j.ijrmms.2003.07.001](https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2003.07.001).

ХАРАКТЕРИСТИКИ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В РАЙОНЕ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ SENTINEL-1

И. Е. Козлов^{*1} , Т. В. Михайличенко¹  и Л. А. Петренко¹ 

¹Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

* **Контакт:** Игорь Евгеньевич Козлов, ik@mhi-ras.ru

В настоящей работе представлены результаты анализа характеристик поля короткопериодных внутренних волн (КВВ) в проливе Фрама и в окрестности архипелага Шпицберген по данным спутниковых измерений Sentinel-1 А/В с июня по сентябрь 2018 г. В ходе обработки 1500 спутниковых радиолокационных изображений (РЛИ) выявлено 750 случаев регистрации поверхностных проявлений КВВ. Максимальное количество проявлений внутренних волн зарегистрировано в августе, когда и условия стратификации, и ледовые условия наиболее благоприятны для генерации и наблюдения КВВ в спутниковых данных. Фоновые метеорологические условия летом 2018 г. привели к отступлению границы дрейфующих льдов на север до 82,5° с. ш., что впервые позволило провести детальные наблюдения характеристик внутренних волн над плато Ермак по спутниковым данным. В результате наблюдений выявлены четыре основных района устойчивой генерации КВВ – глубоководная часть пролива Фрама (глубины более 2000 м), юго-западная часть плато Ермак с глубинами 500–1500 м и два района на бровке шельфа в верхней части континентального склона к северо-западу от архипелага Шпицберген с глубинами менее 500 м. Анализ пространственных характеристик КВВ показал, что в районе исследований доминируют пакеты КВВ со средней длиной фронта лидирующей волны около 15 км и средней шириной пакета около 5 км. Самые крупные пакеты КВВ площадью около 400 км² образуются над плато Ермак, где скорости приливных течений максимальны.

Ключевые слова: короткопериодные внутренние волны, приливные течения, турбулентное перемешивание, морской лед, спутниковая радиолокация морской поверхности, пролив Фрама, архипелаг Шпицберген, плато Ермак, Северный Ледовитый океан, Арктика.

Цитирование: Козлов, И. Е., Т. В. Михайличенко и Л. А. Петренко Характеристики короткопериодных внутренних волн в районе архипелага Шпицберген по спутниковым данным Sentinel-1 // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES5008. — DOI: 10.2205/2024es000951 — EDN: RPKMQQ

Введение

Исследование короткопериодных внутренних волн (КВВ) на основе спутниковых измерений ведется уже более 40 лет [Alpers, 1985; Magalhaes and Da Silva, 2018; Zhang et al., 2023; Zimin et al., 2016]. В последние годы наблюдается неизменный рост интереса отечественных и зарубежных специалистов к проблеме исследования внутренних волн в Арктике [Bukatov, 2021; Kopyshov et al., 2023; Kozlov et al., 2023; 2017; Marchenko et al., 2021; Petrusevich et al., 2018; Rippeth et al., 2015; Vlasenko et al., 2003]. Изучение КВВ имеет важное значение для обеспечения безопасности подводной навигации и передачи акустических сигналов [Коняев и Сабинин, 1992]. Кроме того, в последние годы интерес к исследованию внутренних волн в Арктике существенно возрос в связи с их возможным влиянием на вертикальный перенос тепла [Fer et al., 2020; Kozlov et al., 2022; Rippeth et al., 2017] и, как следствие, морской лед. [Морозов и Писарев, 2004; Carr et al., 2019; Morozov et al., 2019].

<https://elibrary.ru/rpkmqq>

Получено: 13 сентября 2024 г.

Принято: 13 ноября 2024 г.

Опубликовано: 12 декабря 2024 г.

© 2024. Коллектив авторов.

Одним из ключевых арктических районов являются акватория пролива Фрама и область в окрестности архипелага Шпицберген – важнейший район поступления тепла в арктический бассейн с водами атлантического происхождения [Hattermann *et al.*, 2016]. Однако с точки зрения исследования поля КВВ этот район остается малоизученным. Основные работы проводились здесь еще в 80-ые годы прошлого столетия в рамках проектов MIZEX 83/84 (англ. Marginal Ice Zone Experiment), CEAREX (Coordinated Eastern Arctic Experiment) и др. [D'Asaro and Morison, 1992; Johannessen *et al.*, 1987; Padman and Dillon, 1991; Plueddemann, 1992; Sandven and Johannessen, 1987]. Эти исследования, основанные на контактных измерениях подо льдом, впервые установили существование интенсивных внутренних волн большой амплитуды севернее 80° с. ш. Совсем недавно в этом же районе над континентальным склоном к северу от архипелага Шпицберген были зарегистрированы пакеты нелинейных КВВ с высотой колебаний до 50 м [Fer *et al.*, 2020]. Интенсивные внутренние волны со схожими значениями амплитуды были также зарегистрированы к юго-востоку от архипелага Шпицберген [Marchenko *et al.*, 2021]. Несмотря на безусловную ценность полученных ранее результатов детального исследования пространственно-временных характеристик КВВ в период существенного сокращения площади ледяного покрова в этом районе Арктики не проводилось. Отдельные попытки картирования характеристик КВВ в этом районе были выполнены ранее на основе анализа данных спутникового радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА) Envisat ASAR за летне-осенний период 2007 года [Зубкова и др., 2016; Козлов и др., 2010; Kozlov *et al.*, 2015a]. Однако пространственное разрешение этих данных и общий объем информации существенно уступают съемке тандема спутников Sentinel-1 A/B, используемых в настоящей работе. Упомянем здесь также недавнюю работу авторов [Козлов и Михайличенко, 2021], которая, хотя и была связана с исследованием поля КВВ в этом же районе, но была посвящена исключительно разработке методики и анализу фазовой скорости КВВ по данным последовательных спутниковых РСА-измерений.

Таким образом, целью настоящей работы является определение основных районов генерации и распространения КВВ, а также их пространственно-временных характеристик в проливе Фрама и в районе архипелага Шпицберген на основе анализа массива спутниковых радиолокационных изображений (РЛИ) Sentinel-1 A/B с июня по сентябрь 2018 г.

Данные и методы

Для анализа пространственной изменчивости КВВ в проливе Фрама и шельфовой области архипелага Шпицберген использовались спутниковые РЛИ Sentinel-1 A/B, полученные в режиме съемки Extra Wide Swath с шириной полосы обзора около 250 км и пространственным разрешением 90 м. Спутниковые данные были получены из архивов системы Европейских центров морских прогнозов Copernicus Open Access Hub (<https://scihub.copernicus.eu>).

Анализ и идентификация внутренних волн на РЛИ проводились в соответствии с методикой, описанной в работах [Kozlov *et al.*, 2022; 2015b]. В ходе работы выполнен анализ 1500 спутниковых РЛИ за июнь–сентябрь 2018 г. На [рис. 1](#) представлена карта покрытия РСА-съемкой района исследований. Сводная информация о количестве исходных данных представлена в [табл. 1](#). Отметим лишь, что количество использованных за каждый месяц РЛИ было примерно равным. Согласно [рис. 1](#) наиболее обеспечены спутниковыми данными районы пролива Фрама, бровки шельфа к северо-западу от арх. Шпицберген, а также южная часть плато Ермак – на них приходится более 200 РЛИ за весь период наблюдений. В остальных районах покрытие спутниковой съемкой составляет в среднем около 100–150 РЛИ, за исключением районов к югу и юго-западу от архипелага Шпицберген, где оно составляет около 50 РЛИ.

Процедура идентификации поверхностных проявлений (ПП) КВВ проводилась в программе ESA Sentinel Application Platform (SNAP-ESA). Это программное обеспечение позволяет выполнять предварительную обработку и визуализацию РЛИ, выбирать

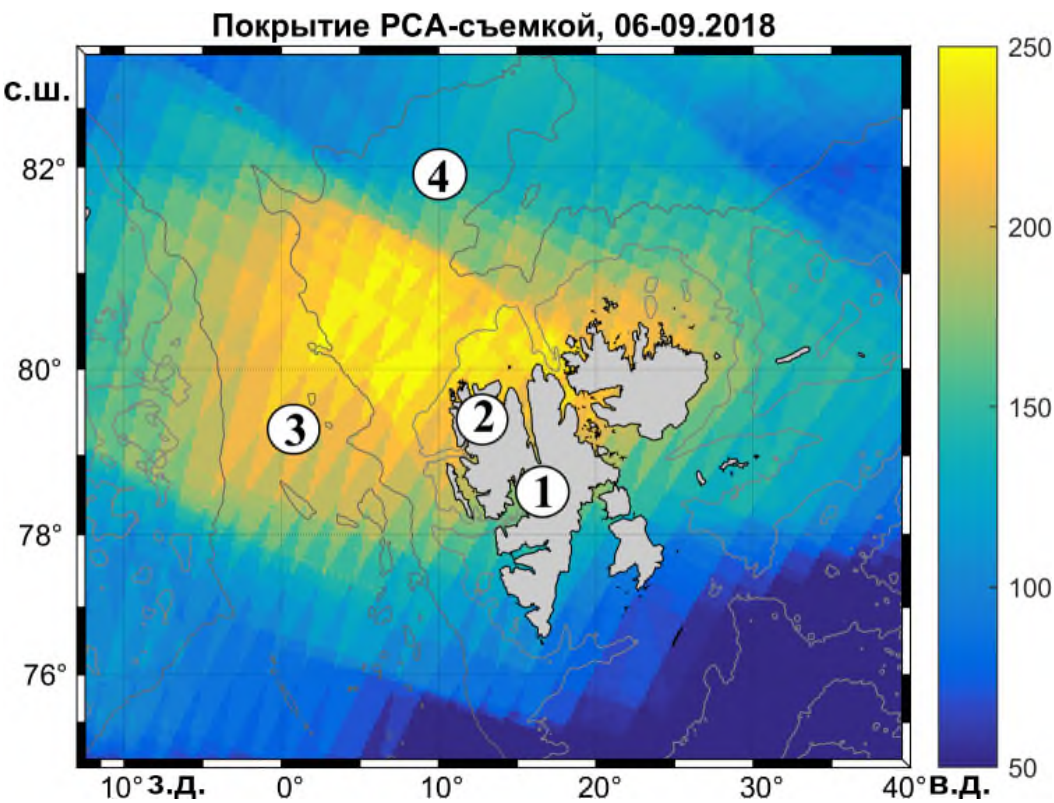


Рис. 1. Карта покрытия района исследований спутниковой РСА-съёмкой Sentinel-1 А/В за июнь–сентябрь 2018 г. 1 – архипелага Шпицберген, 2 – о. Земля Альберта I, 3 – пролив Фрама, 4 – плато Ермак.

Таблица 1. Результаты спутниковых наблюдений короткопериодных внутренних волн в июне–сентябре 2018 г.

Месяц	Количество РЛИ снимков	Количество ПП КВВ
июнь	400	61
июль	395	288
август	395	348
сентябрь	310	53
Всего:	1500	750

интересующую часть изображения, выделять фронт лидирующей волны в каждом пакете КВВ, а также проводить поперечное сечение через пакет КВВ, характеризующее ширину волнового пакета.

На [рис. 2](#) показан пример проявления КВВ на РЛИ Sentinel-1В за 27 июля 2018 г. Увеличенный фрагмент РЛИ ([рис. 2б](#)) приходится на юго-западную часть плато Ермак. На РЛИ отчетливо идентифицируются два последовательных пакета КВВ, направленных на юго-запад. Отрезок А-В на [рис. 2б](#) отмечает начало и конец волнового пакета и характеризует его ширину, а кривая С-Д отмечает фронт лидирующей волны и характеризует его длину. Размеры пакетов схожи – длина лидирующего фронта составляет около 30 км, а ширина пакетов – около 7 км.

Определение границ ледовой кромки выполнялось по исходным РЛИ на основе экспертной оценки согласно методике, описанной в работах [[Kozlov et al., 2020](#); [Petrchenko and Kozlov, 2023](#)] и позволяющей выделить области открытой воды на фоне дрейфующего льда за счет характерного контраста РЛ-сигнала между ними. Обработка результатов анализа КВВ, построение итоговых карт с их характеристиками, а также границами ледовой кромки выполнялись в программной среде Matlab (MathWorks).

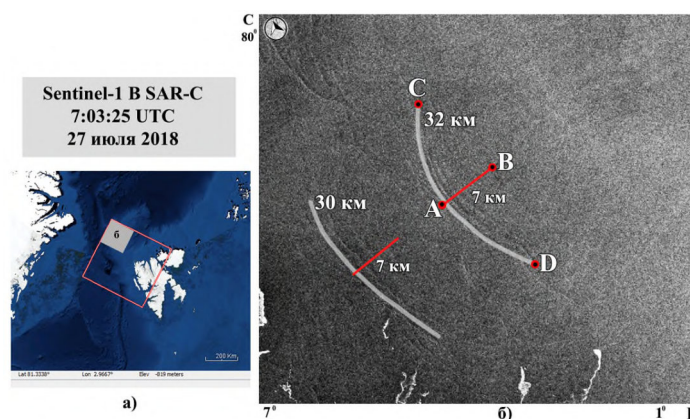


Рис. 2. Положение РЛИ Sentinel-1B за 15.08.2018 г. к северу-западу от архипелага Шпицберген (а) и его увеличенный фрагмент (б) с проявлением двух последовательных пакетов КБВ. А-В – ширина пакета КБВ, С-Д – длина фронта лидирующей волны пакета КБВ.

Фоновые метеорологические условия

Рассматриваемый нами 2018 г. по рангу теплых лет за период с 1936 г. считается вторым годом [Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. III-й квартал 2018 г. (Ежеквартальный информационный бюллетень), 2018]. Повышение температуры воздуха в 2018 году было обусловлено крупномасштабной перестройкой атмосферных процессов и усилением интенсивности адвекции теплых воздушных масс в приполярные районы Арктики. Возрастание повторяемости потоков южных направлений привело к формированию летом 2018 г. значительных положительных аномалий температуры воздуха. Средняя за летний период аномалия температуры воздуха в 2018 г. (относительно среднего за 1961–1990 гг.), осредненная по широтной зоне 70°–85° с. ш., составила 0.9°С [Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. III-й квартал 2018 г. (Ежеквартальный информационный бюллетень), 2018]. Начавшееся в июне 2018 г. быстрое очищение Арктики ото льда продолжилось до середины сентября 2018 г. и было в первую очередь связано с интенсивным дрейфом льда выносного характера, адвекцией тепла и развитием процессов таяния и разрушения льда. С июня по сентябрь 2018 г. преобладали ветры южного и юго-западного направлений, что обусловило отступление границы дрейфующих льдов на север до 82,5° с. ш. (рис. 3).

Наибольшее западное смещение ледовой кромки до 0° меридиана произошло в сентябре, после чего граница льда снова сместилась на восток (рис. 3). Таким образом весь пролив Фрама и район к северу от архипелага Шпицберген были свободны ото льда все четыре месяца. Средняя скорость ветра составила около 5–6 м/с. Все эти факты в совокупности позволили исследовать поле КБВ фактически на всей акватории пролива Фрама и на максимальном удалении к северу от архипелага Шпицберген вплоть до северных склонов плато Ермак.

Результаты спутниковых наблюдений КБВ

В ходе обработки 1500 спутниковых РЛИ Sentinel-1 за июнь–сентябрь 2018 г. было идентифицировано 750 ПП КБВ. Как правило, внутренние волны наблюдались на РЛИ в виде пакетов из 4–5 уединенных волн с характерным уменьшением их длины волны в сторону тыла пакета. Пространственное распределение гребней лидирующих волн в цугах КБВ за каждый месяц представлено на рис. 3. Из четырех месяцев наблюдений максимальное количество поверхностных проявлений зарегистрировано в июле (288 ПП КБВ) и августе (348 ПП КБВ), значительно меньшее количество в июне (61 ПП КБВ) и сентябре (53 ПП КБВ) (табл. 1).

Максимум наблюдений ПП КБВ в августе, по-видимому, объясняется максимальной площадью безледных участков в районе исследований (рис. 3в), более эффективным

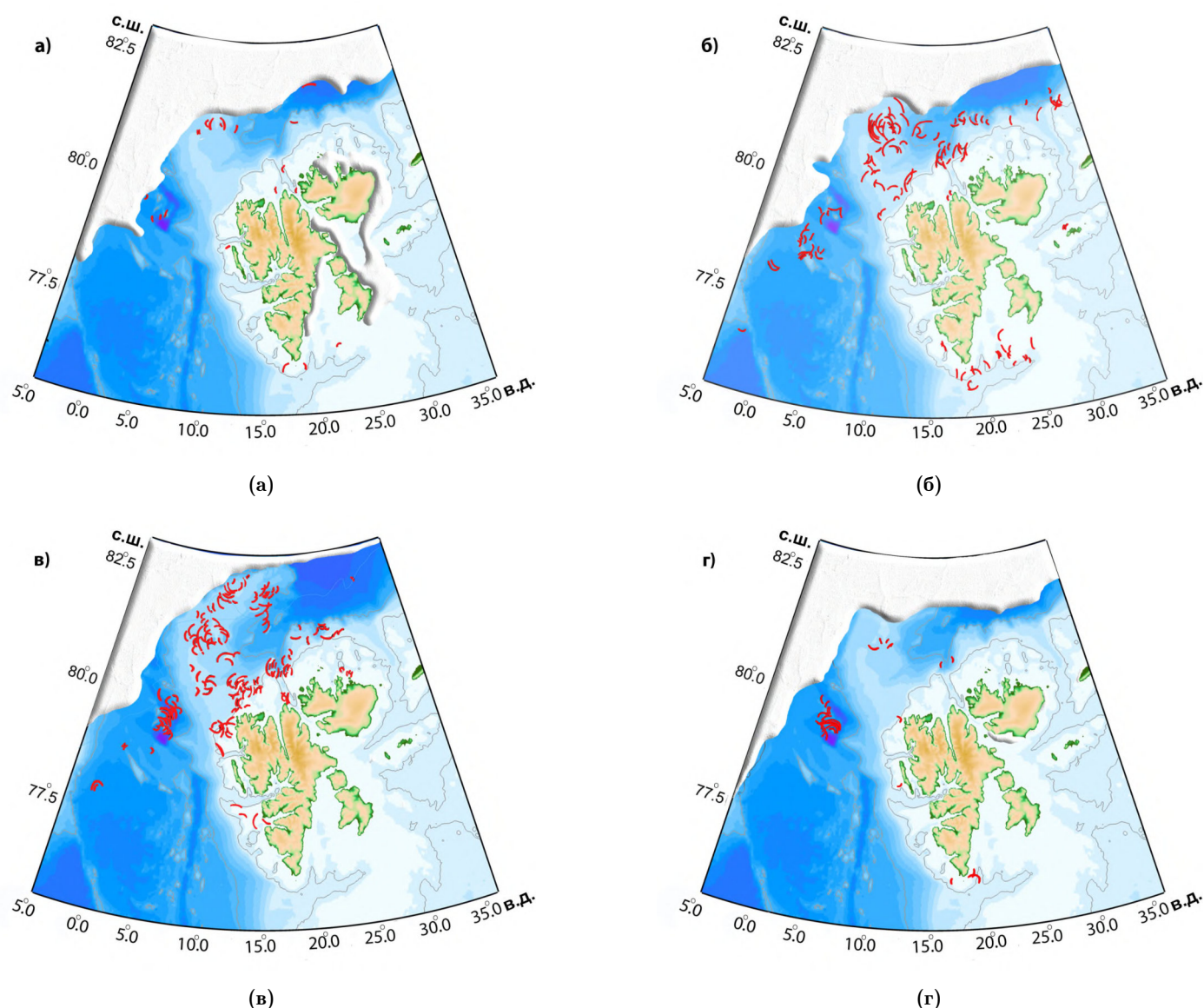


Рис. 3. Положение лидирующих гребней КВВ, идентифицированных в спутниковых данных Sentinel-1 в июне–сентябре 2018 г. Белым цветом показаны покрытые льдом области на 15 число в а) июне, б) июле, в) августе, г) сентябре 2018 г.

прогревом верхнего слоя моря и формированием неглубокого сезонного пикноклина [Fer et al., 2020], на котором и происходит генерация КВВ. Минимум ПП КВВ в сентябре, по-видимому, связан с началом активного ледообразования и усилением приводного ветра, что затрудняет идентификацию ПП КВВ. Согласно рис. 3 основные районы наблюдения внутренних волн приходятся на глубоководную часть пролива Фрама с глубинами > 2000 м, южную и центральную части плато Ермак с глубинами 500–1500 м, шельфовую область к северо-западу от арх. Шпицберген с глубинами < 500 м, а также прибрежную зону к югу от архипелага. Еще более наглядно это подтверждается данными, представленными на рис. 4, на котором показано суммарное количество идентифицированных пакетов КВВ и их повторяемость на горизонтальной сетке размером 40×40 узлов с размером узла около 25×25 км. Повторяемость наблюдений КВВ определялась в виде отношения суммарного количества волн в узле сетки к суммарному количеству РСА-съемок данного узла.

Как видно из рис. 4а, выделяется четыре района, где суммарное количество случаев регистрации ПП КВВ ≥ 15 . Эти районы включают 1) глубоководную часть пролива

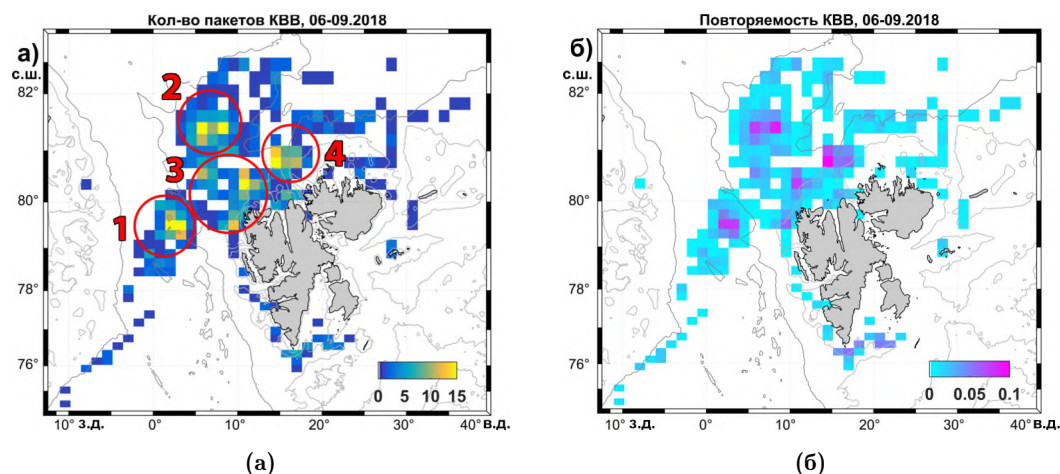


Рис. 4. Пространственное распределение внутренних волн в проливе Фрама и у архипелага Шпицберген в 2018 г.: а – суммарное количество случаев регистрации пакетов КВВ, б – повторяемость проявлений КВВ в спутниковых данных, определенное в виде отношения суммарного количества волн в узле сетки к суммарному количеству РСА-съемок данного узла. Цифры 1–4 в а) отмечают основные районы генерации КВВ.

Фрама с центром в точке с координатами $79,5^{\circ}$ с. ш., 3° в. д.; 2) юго-западный склон плато Ермак с центром в точке с координатами $81,4^{\circ}$ с. ш., 8° в. д.; 3) и 4) – два района у бровки шельфа/верхней части континентального склона севернее архипелага Шпицберген в границах координат $80,2\text{--}81^{\circ}$ с. ш., $11\text{--}16^{\circ}$ в. д., в одном из которых в июле 2018 г. были зарегистрированы КВВ рекордной амплитуды 50 м [Fer et al., 2020]. Согласно карте повторяемости КВВ (рис. 4б) ее максимальные значения наблюдались в тех же районах, но к ним вдобавок можно отнести еще две локации – в прибрежных зонах западнее Земли Альберта I ($79,5^{\circ}$ с. ш., 9° в. д.) и у южной оконечности арх. Шпицберген ($76,3^{\circ}$ с. ш., 17° в. д.).

На рис. 5 представлены карты пространственного распределения средних значений длины фронта лидирующей волны и ширины пакетов КВВ на сетке того же размера. Общий диапазон значений длины волнового фронта (ширины пакета) составляет от 2 до 66 км (от 1 до 42 км). Как видно из рис. 5, в основном на акватории наблюдались цуги КВВ со средней длиной фронта лидирующей волны около 15 км и средней шириной пакета около 5 км. Пакеты КВВ с максимальными значениями длины фронта более 40 км зарегистрированы в районе плато Ермак (рис. 5а). В этом же районе наблюдаются пакеты КВВ с высокими значениями ширины пакетов > 10 км. Этот факт может быть обусловлен как геометрическими особенностями донной топографии, так и более интенсивным приливным форсингом над плато Ермак, где скорость приливных течений максимальна и достигает $0,4\text{--}0,5$ м/с по сравнению с характерными значениями $0,1\text{--}0,2$ м/с на шельфе [Fer et al., 2020].

Наименьшие по своим пространственным параметрам пакеты КВВ встречались в прибрежной зоне к северу от архипелага. Гистограмма распределения значений длины фронта КВВ (рис. 6а) отчетливо демонстрирует высокую повторяемость значений от 5 до 20 км с выраженным пиком для значения 10 км. Длина фронта КВВ выше 20 км встречалась лишь в 20% случаев. Аналогичная гистограмма для ширины пакетов КВВ показывает, что в 90% случаев пакеты КВВ имели ширину до 10 км, а локальный максимум в этом диапазоне соответствует значениям $2,5\text{--}4$ км (рис. 6б).

Заключение

В работе представлены результаты анализа поля КВВ в проливе Фрама и в окрестности архипелага Шпицберген по данным спутниковых измерений Sentinel-1 A/B с июня по сентябрь 2018 г. В ходе обработки 1500 спутниковых РЛИ выявлено 750 случаев регистрации поверхностных проявлений короткопериодных внутренних волн. Максимальное

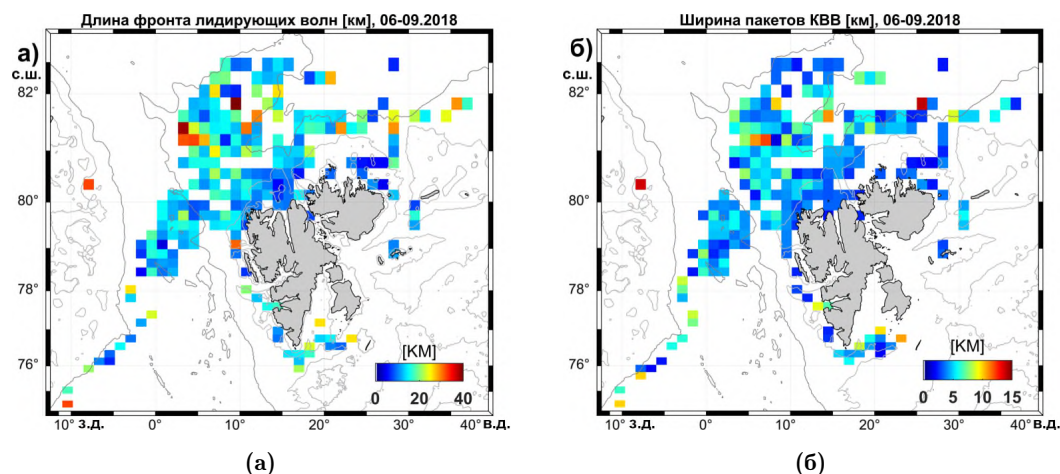


Рис. 5. Карты пространственного распределения основных параметров внутренних волн на акватории пролива Фрама и вблизи архипелага Шпицберген за 2018 год: а – длина фронта лидирующей волны (км); б – ширина пакетов (км).

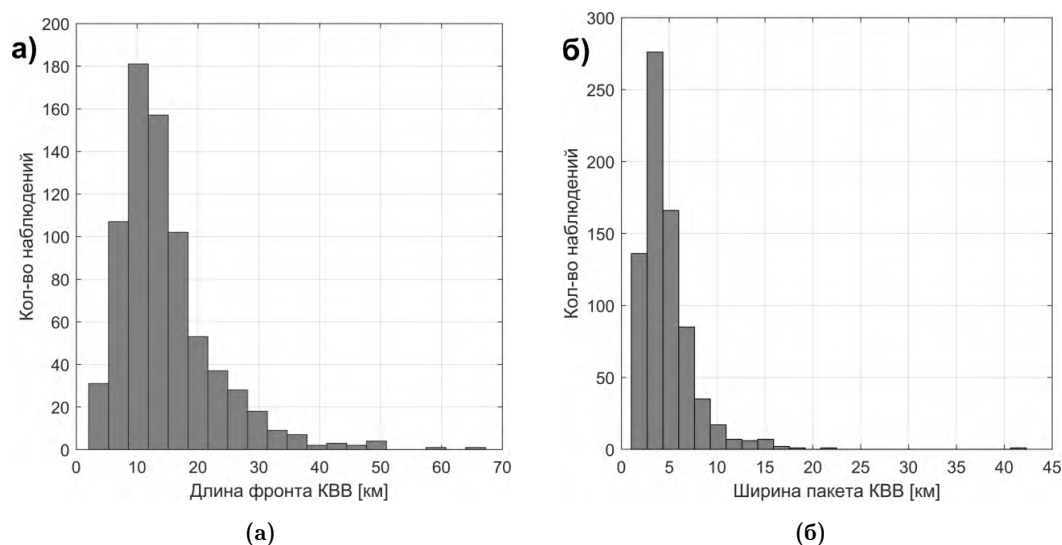


Рис. 6. Гистограммы распределения пространственных характеристик КБВ на акватории пролива Фрама и вблизи архипелага Шпицберген за 2018 год.: а – длина фронта лидирующей волны (км); б – ширина пакета КБВ (км).

количество проявлений внутренних волн зарегистрировано в августе, когда и условия стратификации, и ледовые условия были, по-видимому, наиболее благоприятны для генерации и наблюдения КБВ в спутниковых данных.

Аномально высокая температура воздуха и ветер южного, юго-западного направлений летом 2018 г. привели к отступлению границы дрейфующих льдов на север до 82,5° с. ш., что впервые позволило провести наблюдение внутренних волн фактически над всей площадью плато Ермак. В результате наблюдений выявлены четыре основных района устойчивой генерации КБВ – глубоководная часть пролива Фрама (глубины более 2000 м), юго-западная часть плато Ермак с глубинами 500–1500 м и два района на бровке шельфа/верхней части континентального склона к северо-западу от архипелага Шпицберген с глубинами менее 500 м. Два других района частой встречаемости КБВ находятся к югу от южной оконечности архипелага и западнее Земли Альберта I.

Анализ пространственных характеристик КБВ показал, что в районе исследований доминируют пакеты КБВ со средней длиной фронта лидирующей волны около 15 км и средней шириной пакета около 5 км, т.е. средней площадью около 75 км². При этом самые крупные пакеты КБВ площадью около 400 км² образуются над плато Ермак, где скорости приливных течений максимальны.

Как видно из полученных результатов, в июле-августе районы генерации и распространения КВВ покрывают значительные области исследуемой акватории, включая районы поступления и заглубления теплых вод атлантического происхождения к западу и северо-западу от архипелага Шпицберген [Hattermann *et al.*, 2016]. Контактные измерения, выполненные в июле 2018 г. над континентальным склоном к северу от архипелага Шпицберген, показали, что при прохождении пакетов интенсивных внутренних волн высотой 10–50 м средние значения скорости диссипации турбулентной энергии от поверхности до дна (300 м) возрастают на два порядка, мгновенные (осредненные за шестичасовой период) вертикальные турбулентные потоки тепла достигают 100 (15) Вт/м² при фоновых значениях около 1 Вт/м² [Fer *et al.*, 2020].

В этом контексте сведения о площадных характеристиках пакетов КВВ могут быть использованы для локализации районов интенсификации вертикального турбулентного перемешивания и переноса тепла атлантических вод в поверхностный слой (и наоборот) и к нижней границе ледяного покрова под влиянием внутренних волн. Подобные эффекты, в частности, наблюдались при регистрации интенсивных КВВ подо льдом над Плато Ермак на основе точечных измерений [Padman and Dillon, 1991].

Таким образом, важными задачами будущих исследований являются определение связи сезонной изменчивости вертикальной термохалинной структуры вод с характеристиками внутренних волн, оценка зависимости пространственных и кинематических характеристик внутренних волн от фоновых приливных условий, и детальная оценка влияния внутренних волн на характеристики морского льда и вертикальное перемешивание в данном районе.

Благодарности. Исследование выполнено в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме № FNNN-2024-0017.

Список литературы

- Зубкова Е. В., Козлов И. Е., Кудрявцев В. Н. Характеристики короткопериодных внутренних волн в Гренландском море по данным спутниковых радиолокационных наблюдений // Ученые записки РГГМУ. — 2016. — Т. 45.
- Козлов И. Е., Кудрявцев В. Н., Сандвен С. Некоторые результаты исследования внутренних волн в Баренцевом море методами радиолокационного зондирования из космоса // Проблемы Арктики и Антарктики. — 2010. — Т. 3, № 86. — С. 60–69.
- Козлов И. Е., Михайличенко Т. В. Оценка фазовой скорости внутренних волн в Арктике по данным последовательных спутниковых РСА-измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2021. — Т. 18, № 5. — С. 181–192. — DOI: [10.21046/2070-7401-2021-18-5-181-192](https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-5-181-192).
- Коняев К. В., Сабинин К. Д. Волны внутри океана. — СПб : Гидрометеиздат, 1992.
- Морозов Е. Г., Писарев С. В. Внутренние волны и образование полыней в море Лаптевых // Доклады Академии Наук. — 2004. — Т. 398, № 2. — С. 255–258.
- Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. III-й квартал 2018 г. (Ежеквартальный информационный бюллетень) / под ред. И. Е. Фролова. — СПб : ААНИИ, 2018.
- Alpers W. Theory of radar imaging of internal waves // Nature. — 1985. — Vol. 314, no. 6008. — P. 245–247. — DOI: [10.1038/314245a0](https://doi.org/10.1038/314245a0).
- Bukatov A. A. Free Short-Period Internal Waves in the Arctic Seas of Russia // Physical Oceanography. — 2021. — Vol. 28, no. 6. — DOI: [10.22449/1573-160X-2021-6-599-611](https://doi.org/10.22449/1573-160X-2021-6-599-611).
- Carr M., Sutherland P., Haase A., *et al.* Laboratory Experiments on Internal Solitary Waves in Ice-Covered Waters // Geophysical Research Letters. — 2019. — Vol. 46, no. 21. — P. 12230–12238. — DOI: [10.1029/2019GL084710](https://doi.org/10.1029/2019GL084710).
- D'Asaro E. A., Morison J. H. Internal waves and mixing in the Arctic Ocean // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. — 1992. — Vol. 39, no. 2. — S459–S484. — DOI: [10.1016/s0198-0149\(06\)80016-6](https://doi.org/10.1016/s0198-0149(06)80016-6).
- Fer I., Koenig Z., Kozlov I. E., *et al.* Tidally Forced Lee Waves Drive Turbulent Mixing Along the Arctic Ocean Margins // Geophysical Research Letters. — 2020. — Vol. 47, no. 16. — DOI: [10.1029/2020GL088083](https://doi.org/10.1029/2020GL088083).
- Hattermann T., Isachsen P. E., Appen W.-J. von, *et al.* Eddy-driven recirculation of Atlantic Water in Fram Strait // Geophysical Research Letters. — 2016. — Vol. 43, no. 7. — P. 3406–3414. — DOI: [10.1002/2016GL068323](https://doi.org/10.1002/2016GL068323).

- Johannessen J. A., Johannessen O. M., Svendsen E., *et al.* Mesoscale eddies in the Fram Strait marginal ice zone during the 1983 and 1984 Marginal Ice Zone Experiments // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1987. — Vol. 92, no. C7. — P. 6754–6772. — DOI: [10.1029/JC092iC07p06754](https://doi.org/10.1029/JC092iC07p06754).
- Kopyshov I., Kozlov I., Shiryborova A., *et al.* Properties of Short-Period Internal Waves in the Kara Gates Strait Revealed from Spaceborne SAR Data // *Russian Journal of Earth Sciences*. — 2023. — P. 1–11. — DOI: [10.2205/2023ES02SI10](https://doi.org/10.2205/2023ES02SI10).
- Kozlov I., Kudryavtsev V., Zubkova E., *et al.* SAR observations of internal waves in the Russian Arctic seas // 2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). — IEEE, 2015a. — P. 947–949. — DOI: [10.1109/IGARSS.2015.7325923](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7325923).
- Kozlov I. E., Atadzhanova O. A., Zimin A. V. Internal Solitary Waves in the White Sea: Hot-Spots, Structure, and Kinematics from Multi-Sensor Observations // *Remote Sensing*. — 2022. — Vol. 14, no. 19. — P. 4948. — DOI: [10.3390/rs14194948](https://doi.org/10.3390/rs14194948).
- Kozlov I. E., Kopyshov I. O., Frey D. I., *et al.* Multi-Sensor Observations Reveal Large-Amplitude Nonlinear Internal Waves in the Kara Gates, Arctic Ocean // *Remote Sensing*. — 2023. — Vol. 15, no. 24. — P. 5769. — DOI: [10.3390/rs15245769](https://doi.org/10.3390/rs15245769).
- Kozlov I. E., Krek E. V., Kostianoy A. G., *et al.* Remote Sensing of Ice Conditions in the Southeastern Baltic Sea and in the Curonian Lagoon and Validation of SAR-Based Ice Thickness Products // *Remote Sensing*. — 2020. — Vol. 12, no. 22. — P. 3754. — DOI: [10.3390/rs12223754](https://doi.org/10.3390/rs12223754).
- Kozlov I. E., Kudryavtsev V. N., Zubkova E. V., *et al.* Characteristics of short-period internal waves in the Kara Sea inferred from satellite SAR data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. — 2015b. — Vol. 51, no. 9. — P. 1073–1087. — DOI: [10.1134/S0001433815090121](https://doi.org/10.1134/S0001433815090121).
- Kozlov I. E., Zubkova E. V., Kudryavtsev V. N. Internal Solitary Waves in the Laptev Sea: First Results of Spaceborne SAR Observations // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. — 2017. — Vol. 14, no. 11. — P. 2047–2051. — DOI: [10.1109/LGRS.2017.2749681](https://doi.org/10.1109/LGRS.2017.2749681).
- Magalhaes J. M., Da Silva J. C. B. Internal Solitary Waves in the Andaman Sea: New Insights from SAR Imagery // *Remote Sensing*. — 2018. — Vol. 10, no. 6. — P. 861. — DOI: [10.3390/RS10060861](https://doi.org/10.3390/RS10060861).
- Marchenko A. V., Morozov E. G., Kozlov I. E., *et al.* High-amplitude internal waves southeast of Spitsbergen // *Continental Shelf Research*. — 2021. — Vol. 227. — P. 104523. — DOI: [10.1016/j.csr.2021.104523](https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104523).
- Morozov E. G., Marchenko A. V., Filchuk K. V., *et al.* Sea ice evolution and internal wave generation due to a tidal jet in a frozen sea // *Applied Ocean Research*. — 2019. — Vol. 87. — P. 179–191. — DOI: [10.1016/j.apor.2019.03.024](https://doi.org/10.1016/j.apor.2019.03.024).
- Padman L., Dillon T. M. Turbulent mixing near the Yermak Plateau during the Coordinated Eastern Arctic Experiment // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1991. — Vol. 96, no. C3. — P. 4769–4782. — DOI: [10.1029/90JC02260](https://doi.org/10.1029/90JC02260).
- Petrenko L. A., Kozlov I. E. Variability of the Marginal Ice Zone and Eddy Generation in Fram Strait and near Svalbard in Summer Based on Satellite Radar Observations // *Physical Oceanography*. — 2023. — Vol. 30, no. 5. — P. 594–611.
- Petrusevich V. Y., Dmitrenko I. A., Kozlov I. E., *et al.* Tidally-generated internal waves in Southeast Hudson Bay // *Continental Shelf Research*. — 2018. — Vol. 167. — P. 65–76. — DOI: [10.1016/j.csr.2018.08.002](https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.08.002).
- Plueddemann A. J. Internal wave observations from the Arctic environmental drifting buoy // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1992. — Vol. 97, no. C8. — P. 12619–12638. — DOI: [10.1029/92JC01098](https://doi.org/10.1029/92JC01098).
- Rippeth T. P., Lincoln B. J., Lenn Y.-D., *et al.* Tide-mediated warming of Arctic halocline by Atlantic heat fluxes over rough topography // *Nature Geoscience*. — 2015. — Vol. 8, no. 3. — P. 191–194. — DOI: [10.1038/ngeo2350](https://doi.org/10.1038/ngeo2350).
- Rippeth T. P., Vlasenko V., Stashchuk N., *et al.* Tidal Conversion and Mixing Poleward of the Critical Latitude (an Arctic Case Study) // *Geophysical Research Letters*. — 2017. — Vol. 44, no. 24. — DOI: [10.1002/2017GL075310](https://doi.org/10.1002/2017GL075310).
- Sandven S., Johannessen O. M. High-frequency internal wave observations in the marginal ice zone // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1987. — Vol. 92, no. C7. — P. 6911–6920. — DOI: [10.1029/JC092iC07p06911](https://doi.org/10.1029/JC092iC07p06911).
- Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K., *et al.* Nonlinear internal waves forced by tides near the critical latitude // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. — 2003. — Vol. 50, no. 3. — P. 317–338. — DOI: [10.1016/S0967-0637\(03\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(03)00018-9).
- Zhang Y., Hong M., Zhang Y., *et al.* Characteristics of Internal Solitary Waves in the Timor Sea Observed by SAR Satellite // *Remote Sensing*. — 2023. — Vol. 15, no. 11. — P. 2878. — DOI: [10.3390/rs15112878](https://doi.org/10.3390/rs15112878).
- Zimin A. V., Kozlov I. E., Atadzhanova O. A., *et al.* Monitoring short-period internal waves in the White Sea // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. — 2016. — Vol. 52, no. 9. — P. 951–960. — DOI: [10.1134/S0001433816090309](https://doi.org/10.1134/S0001433816090309).

PROPERTIES OF SHORT-PERIOD INTERNAL WAVES NEAR SVALBARD FROM SENTINEL-1 SATELLITE DATA

I. E. Kozlov^{*},¹ , T. V. Mikhaylichenko¹ , and L. A. Petrenko¹ 

¹Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia

****Correspondence to:** Igor Kozlov, ik@mhi-ras.ru.

Here we present the results of observations of short-period internal waves (SIWs) in Fram Strait and near Svalbard based on analysis of Sentinel-1 A/B synthetic aperture radar (SAR) data in June–September 2018. Analysis of 1500 spaceborne SAR images allowed to identify 750 surface signatures of SIWs. Maximal number of SIW identifications is observed in August, when both stratification and ice conditions are favorable for SIW generation and identification in satellite data. Background meteorological conditions in summer 2018 favored the northward movement of the ice boundary up to 82,5° N that allowed to observe SIWs over the Yermak Plateau. Four main regions of SIW observations were identified – deep Fram Strait region (depths over 2000 m), southwestern Yermak Plateau with depth range of 500–1500 m, and two shelf break/upper continental slope regions northwest from Svalbard with depths below 500 m. Analysis of spatial properties of SIWs has shown that the study region is dominated by SIW trains with a mean crest length of 15 km and mean packet length of about 5 km. The largest SIW trains with area of nearly 400 km² were observed over the Yermak Plateau where tidal currents are maximal.

Keywords: short-period internal waves, tidal currents, turbulent mixing, sea ice, satellite radar images of the ocean surface, Fram Strait, Svalbard, Yermak Plateau, Arctic Ocean.

Citation: Kozlov, I. E., T. V. Mikhaylichenko, and L. A. Petrenko (2024), Properties of Short-Period Internal Waves Near Svalbard from Sentinel-1 Satellite Data, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5008, <https://doi.org/10.2205/2024ES000951>, EDN: RPKMQQ

Received: 13 September 2024

Accepted: 13 November 2024

Published: 12 December 2024

© 2024. The Authors.

References

- Alpers W. Theory of radar imaging of internal waves // *Nature*. — 1985. — Vol. 314, no. 6008. — P. 245–247. — DOI: [10.1038/314245a0](https://doi.org/10.1038/314245a0).
- Bukatov A. A. Free Short-Period Internal Waves in the Arctic Seas of Russia // *Physical Oceanography*. — 2021. — Vol. 28, no. 6. — DOI: [10.22449/1573-160X-2021-6-599-611](https://doi.org/10.22449/1573-160X-2021-6-599-611).
- Carr M., Sutherland P., Haase A., *et al.* Laboratory Experiments on Internal Solitary Waves in Ice-Covered Waters // *Geophysical Research Letters*. — 2019. — Vol. 46, no. 21. — P. 12230–12238. — DOI: [10.1029/2019GL084710](https://doi.org/10.1029/2019GL084710).
- D’Asaro E. A., Morison J. H. Internal waves and mixing in the Arctic Ocean // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. — 1992. — Vol. 39, no. 2. — S459–S484. — DOI: [10.1016/s0198-0149\(06\)80016-6](https://doi.org/10.1016/s0198-0149(06)80016-6).
- Fer I., Koenig Z., Kozlov I. E., *et al.* Tidally Forced Lee Waves Drive Turbulent Mixing Along the Arctic Ocean Margins // *Geophysical Research Letters*. — 2020. — Vol. 47, no. 16. — DOI: [10.1029/2020GL088083](https://doi.org/10.1029/2020GL088083).
- Hattermann T., Isachsen P. E., Appen W.-J. von, *et al.* Eddy-driven recirculation of Atlantic Water in Fram Strait // *Geophysical Research Letters*. — 2016. — Vol. 43, no. 7. — P. 3406–3414. — DOI: [10.1002/2016GL068323](https://doi.org/10.1002/2016GL068323).
- Johannessen J. A., Johannessen O. M., Svendsen E., *et al.* Mesoscale eddies in the Fram Strait marginal ice zone during the 1983 and 1984 Marginal Ice Zone Experiments // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1987. — Vol. 92, no. C7. — P. 6754–6772. — DOI: [10.1029/JC092iC07p06754](https://doi.org/10.1029/JC092iC07p06754).
- Konyaev K. V., Sabinin K. D. Waves inside the ocean. — St. Petersburg : Gidrometeoizdat, 1992.
- Kopyshov I., Kozlov I., Shiryborova A., *et al.* Properties of Short-Period Internal Waves in the Kara Gates Strait Revealed from Spaceborne SAR Data // *Russian Journal of Earth Sciences*. — 2023. — P. 1–11. — DOI: [10.2205/2023ES02SI10](https://doi.org/10.2205/2023ES02SI10).
- Kozlov I., Kudryavtsev V., Zubkova E., *et al.* SAR observations of internal waves in the Russian Arctic seas // 2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). — IEEE, 2015a. — P. 947–949. — DOI: [10.1109/IGARSS.2015.7325923](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7325923).

- Kozlov I. E., Atadzhanova O. A., Zimin A. V. Internal Solitary Waves in the White Sea: Hot-Spots, Structure, and Kinematics from Multi-Sensor Observations // *Remote Sensing*. — 2022. — Vol. 14, no. 19. — P. 4948. — DOI: [10.3390/rs14194948](https://doi.org/10.3390/rs14194948).
- Kozlov I. E., Kopyshov I. O., Frey D. I., *et al.* Multi-Sensor Observations Reveal Large-Amplitude Nonlinear Internal Waves in the Kara Gates, Arctic Ocean // *Remote Sensing*. — 2023. — Vol. 15, no. 24. — P. 5769. — DOI: [10.3390/rs15245769](https://doi.org/10.3390/rs15245769).
- Kozlov I. E., Krek E. V., Kostianoy A. G., *et al.* Remote Sensing of Ice Conditions in the Southeastern Baltic Sea and in the Curonian Lagoon and Validation of SAR-Based Ice Thickness Products // *Remote Sensing*. — 2020. — Vol. 12, no. 22. — P. 3754. — DOI: [10.3390/rs12223754](https://doi.org/10.3390/rs12223754).
- Kozlov I. E., Kudryavtsev V. N., Sandven S. Some results of internal waves study in the Barents Sea using satellite radar data // *Problems of the Arctic and Antarctic*. — 2010. — Vol. 3, no. 86. — P. 60–69.
- Kozlov I. E., Kudryavtsev V. N., Zubkova E. V., *et al.* Characteristics of short-period internal waves in the Kara Sea inferred from satellite SAR data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. — 2015b. — Vol. 51, no. 9. — P. 1073–1087. — DOI: [10.1134/S0001433815090121](https://doi.org/10.1134/S0001433815090121).
- Kozlov I. E., Mikhaylichenko T. V. Estimation of internal wave phase speed in the Arctic Ocean from sequential spaceborne SAR observations // *Sovremennye problemy dstantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. — 2021. — Vol. 18, no. 5. — P. 181–192. — DOI: [10.21046/2070-7401-2021-18-5-181-192](https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-5-181-192).
- Kozlov I. E., Zubkova E. V., Kudryavtsev V. N. Internal Solitary Waves in the Laptev Sea: First Results of Spaceborne SAR Observations // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. — 2017. — Vol. 14, no. 11. — P. 2047–2051. — DOI: [10.1109/LGRS.2017.2749681](https://doi.org/10.1109/LGRS.2017.2749681).
- Magalhaes J. M., Da Silva J. C. B. Internal Solitary Waves in the Andaman Sea: New Insights from SAR Imagery // *Remote Sensing*. — 2018. — Vol. 10, no. 6. — P. 861. — DOI: [10.3390/RS10060861](https://doi.org/10.3390/RS10060861).
- Marchenko A. V., Morozov E. G., Kozlov I. E., *et al.* High-amplitude internal waves southeast of Spitsbergen // *Continental Shelf Research*. — 2021. — Sept. — Vol. 227. — P. 104523. — DOI: [10.1016/j.csr.2021.104523](https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104523).
- Morozov E. G., Marchenko A. V., Filchuk K. V., *et al.* Sea ice evolution and internal wave generation due to a tidal jet in a frozen sea // *Applied Ocean Research*. — 2019. — Vol. 87. — P. 179–191. — DOI: [10.1016/j.apor.2019.03.024](https://doi.org/10.1016/j.apor.2019.03.024).
- Morozov E. G., Pisarev S. V. Internal waves and polynya formation in the Laptev Sea // *Doklady Akademii Nauk*. — 2004. — Vol. 398, no. 2. — P. 255–258.
- Padman L., Dillon T. M. Turbulent mixing near the Yermak Plateau during the Coordinated Eastern Arctic Experiment // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1991. — Vol. 96, no. C3. — P. 4769–4782. — DOI: [10.1029/90JC02260](https://doi.org/10.1029/90JC02260).
- Petrenko L. A., Kozlov I. E. Variability of the Marginal Ice Zone and Eddy Generation in Fram Strait and near Svalbard in Summer Based on Satellite Radar Observations // *Physical Oceanography*. — 2023. — Vol. 30, no. 5. — P. 594–611.
- Petrusevich V. Y., Dmitrenko I. A., Kozlov I. E., *et al.* Tidally-generated internal waves in Southeast Hudson Bay // *Continental Shelf Research*. — 2018. — Vol. 167. — P. 65–76. — DOI: [10.1016/j.csr.2018.08.002](https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.08.002).
- Plueddemann A. J. Internal wave observations from the Arctic environmental drifting buoy // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1992. — Vol. 97, no. C8. — P. 12619–12638. — DOI: [10.1029/92JC01098](https://doi.org/10.1029/92JC01098).
- Review of hydrometeorological processes in the Arctic Ocean. III quarter of 2018 (Quarterly information bulletin) / ed. by I. E. Frolov. — St. Petersburg : AARI, 2018.
- Rippeth T. P., Lincoln B. J., Lenn Y.-D., *et al.* Tide-mediated warming of Arctic halocline by Atlantic heat fluxes over rough topography // *Nature Geoscience*. — 2015. — Vol. 8, no. 3. — P. 191–194. — DOI: [10.1038/ngeo2350](https://doi.org/10.1038/ngeo2350).
- Rippeth T. P., Vlasenko V., Stashchuk N., *et al.* Tidal Conversion and Mixing Poleward of the Critical Latitude (an Arctic Case Study) // *Geophysical Research Letters*. — 2017. — Vol. 44, no. 24. — DOI: [10.1002/2017GL075310](https://doi.org/10.1002/2017GL075310).
- Sandven S., Johannessen O. M. High-frequency internal wave observations in the marginal ice zone // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1987. — Vol. 92, no. C7. — P. 6911–6920. — DOI: [10.1029/JC092iC07p06911](https://doi.org/10.1029/JC092iC07p06911).
- Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K., *et al.* Nonlinear internal waves forced by tides near the critical latitude // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. — 2003. — Vol. 50, no. 3. — P. 317–338. — DOI: [10.1016/S0967-0637\(03\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(03)00018-9).
- Zhang Y., Hong M., Zhang Y., *et al.* Characteristics of Internal Solitary Waves in the Timor Sea Observed by SAR Satellite // *Remote Sensing*. — 2023. — Vol. 15, no. 11. — P. 2878. — DOI: [10.3390/rs15112878](https://doi.org/10.3390/rs15112878).
- Zimin A. V., Kozlov I. E., Atadzhanova O. A., *et al.* Monitoring short-period internal waves in the White Sea // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. — 2016. — Vol. 52, no. 9. — P. 951–960. — DOI: [10.1134/S0001433816090309](https://doi.org/10.1134/S0001433816090309).
- Zubkova E. V., Kozlov I. E., Kudryavtsev V. N. Characteristics of short-period internal waves in the Greenland Sea based on satellite radar observations // *Scientific Notes of the Russian State Hydrometeorological University*. — 2016. — Vol. 45.

ON SEISMIC MONITORING OF DYNAMIC OVERPRESSURE ZONES IN SHALLOW MARINE SEDIMENTS

S. A. Tikhotskiy^{1,2} , I. O. Bayuk^{*},^{1,2} , N. V. Dubinya^{*},^{1,2} , S. V. Fomichev^{1,2} ,
D. Y. Kuprin² , and I. A. Voronov² 

¹Moscow Institute of Physics and Technology, National Research University, Dolgoprudny, Russia

²Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

* **Correspondence to:** Irina Bayuk, ibayuk@yandex.ru; Nikita Dubinya, Dubinya.NV@gmail.com.

Abstract: The paper presents an algorithm for reconstruction of stress state parameters of rock massifs based on data on natural fractures. For one well developing an oil field, the directions of the principal in-situ stresses, their relative magnitudes, and the strength of the rocks in the near-wellbore space were reconstructed. Stress inversion results are in agreement with other methods of stress estimation, in particular, with the results of the mini-hydraulic fracture test. The inverse problem of stress state estimation is solved using the Monte Carlo method. An algorithm of applying the apparatus of mathematical statistics – the method of moments for determining distribution parameters from the Pearson distribution family – to quantify the ambiguity of the estimation of the directions of the principal stresses and their relative magnitudes is presented. The proposed algorithm can be used for independent reconstruction of stresses for carbonate rocks, provided that there is information about the conductivity of fractures in the rocks of the near-wellbore space to further improve the quality of one-dimensional and three-dimensional geomechanical modeling.

Keywords: shallow sediments, offshore fields, anomalous pore pressure, unconsolidated sediments, rock physics modeling.

Citation: Tikhotskiy, S. A., I. O. Bayuk, N. V. Dubinya, S. V. Fomichev, D. Y. Kuprin, and I. A. Voronov (2024), On Seismic Monitoring Of Dynamic Overpressure Zones In Shallow Marine Sediments, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5007, EDN: SFZTBR, <https://doi.org/10.2205/2024es000958>

Introduction

Zones of anomalous high pore pressure – or overpressure zones for short – are a well-known factor of risks associated with development of hydrocarbon reservoirs. The risks are especially high when dealing with offshore reservoirs, as underbalanced drilling may result into an ecological catastrophe with corresponding consequences [Dugan and Sheahan \[2012\]](#), [Zhang et al. \[2018\]](#). While geophysical methods of identifying overpressure zones from geophysical data are well-developed for deep sediments, shallow marine sediments remain a problematic issue due to the difficulties to properly describe all processes taking place in unconsolidated media [\[Lee, 2003\]](#). A number of mechanisms for overpressure zones formation and evolution with time have been proposed, including: disequilibrium compaction, hydrate formation sealing, degasification, buoyancy, hydrothermal pressuring, tectonic movement, overpressure transfer, hydrate decomposition, diagenesis, hydrocarbon generation, microbial gas production, microbial plugging as summed up in [\[Li et al., 2022a\]](#). Glacial decomposition and loading may serve as another mechanism of overpressure build-up in certain areas [\[Wangen, 2021\]](#).

Overpressure transfer – fluid migration due to permeability difference that has been witnessed at New Jersey continental slope [\[Dugan and Flemings, 2000\]](#); Yinggehai basin [\[Yin et al., 2002\]](#); Baram province, Brunei [\[Tingay et al., 2009\]](#) – is of somewhat particular interest among the mentioned factors, since such processes take place at characteristic times of fluid flow. Depending on the conditions, considerable changes in anomalous pore pressure zones overpressure coefficient or positions and sizes of overpressure zones themselves can take

RESEARCH ARTICLE

Received: 19 September 2024

Accepted: 25 November 2024

Published: 8 December 2024

Copyright: © 2024. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

place in relatively low times – even in months and years. Upward migration of overpressure zones and associated hydromechanical processes have been studied for various regions [Fan *et al.*, 2021; Liu *et al.*, 2022]. It was shown that proper understanding of filtration properties and overpressure coefficients is essential for prediction of overpressure zones presence and migration. According to [Tingay *et al.*, 2009], overpressures can be vertically transferred if an overpressured compartment comes into hydraulic communication with another less pressured and isolated compartment [Finkbeiner *et al.*, 2001; Grauls and Baleix, 1994; Tingay *et al.*, 2007]. A mathematical description of such process can be extremely complicated for unconsolidated sediments, where it is obligatory to use poro-elasto-plastic deformation mechanisms, contrary to well-developed poro-elastic coupling of geomechanical and hydrodynamic processes [Daigle *et al.*, 2017; Liu *et al.*, 2022]. It is also worth mentioning that overpressure zones in unconsolidated seafloor sediments tend to achieve hydrostatic state within geological frames of time during sedimentation [Daigle *et al.*, 2017].

The discussed processes may clearly lead to some problems of offshore hydrocarbon reservoirs exploitation and development, not typical for onshore reservoirs. In fact, unconsolidated seafloor sediments tend to show extremely low elasticity limits and almost negligible friction coefficient, hence small changes in the pore pressure lead to development of plastic flow. As a result, overpressure zones have an ability to evolve rapidly, especially during exploration and development leading to the effect of geophysical data “aging”: previously obtained data, starting from seismic surveys results can mismatch actual state of unconsolidated sediments containing overpressure zones. Vertical transfer of these zones, changes in their spatial scales and overpressure coefficient level evolution can take place during the typical time scales of reservoir development. Lack of experimental data with prolonged surveys of shallow marine sediments with overpressure zones prevents from construction of a standard methodology of dealing with these issues, as just a few offshore fields with such conditions were reported in corresponding literature (paper [Li *et al.*, 2022a] provides a comprehensive overview of these case studies). At the same time, certain theoretical modeling [Li *et al.*, 2022b] and field observations [Nifuku *et al.*, 2020] provide a basis for such methodology, yet it still lacks a standardized system of verification. In fact, theoretical modeling provides decent data, that can be verified only if a geophysical system of tracking changes in overpressure zones is proposed.

There exist three approaches for the time-lapse seismic monitoring at sea shelf that are different in the acquisition systems used. First and the most conventional is the time-lapse surveys with the towed seismic streamer. It is fast and cheap as compared with the use of the bottom registration systems but also has important disadvantages: only one-component (pressure) registration is possible (therefore only *P*-wave may be used), the noise level is high and the positioning of the receivers are subject to the significant errors. These shortcomings are especially important for the monitoring of the minor changes associated with the overpressure zones evolution. The second approach is associated with the use of the autonomous bottom seismic seismometers (OBS) for the registration. In this case the 3C or 4C (three velocity or acceleration components and pressure) registration is possible and the noise level is significantly lower as compared with the towed streamer. The major disadvantage is the necessity to re-deploy the OBS at each cycle of the time-lapse survey, which is expensive and leads to differences in OBS coordinates between cycles because of the installation errors. The third approach is to use the permanent bottom seismic streamer (BSS), which is installed once before the start of the time-lapse survey and stay in place at the sea bottom for all monitoring period. The data transfer and power supply are provided by bottom cables from coast, ship or drilling platform. The disadvantages of this approach associated with the high price of such systems and their possible damage from ice (at shallow depth's), ship anchors, etc. But the latter possibility also allows for the passive seismic monitoring of the oil field, including the possibility of hydrofracturing monitoring.

The major goal of the current study is to discover the possibility to monitor the overpressure zones evolution with the time-lapse seismic and to compare the OBS and BSS systems with respect to their ability to recover the expected changes in the wavefields.

Materials and Methods

The basic model for the current research was discussed in [Tikhotskiy et al., 2023] and [Dubinya et al., 2022]. According to [Dubinya et al., 2022], initial data for construction of models of seafloor sediments were obtained from surveys performed at an area located in the northwestern part of the Black Sea. Several exploratory wells were drilled in the area following the completion of marine seismic exploration surveys, as the area was considered to have potential for hydrocarbon deposits [Bagriy et al., 2019].

A prediction of pore pressure was performed using two different approaches. Firstly, the consolidation analysis was performed using a limited set of laboratory experimental data on seafloor sediments samples subjected to external loading. Preconsolidation stress that can be evaluated based on the nonlinearity of stress vs strain curve of unconsolidated geological medium subjected to external stress [Dugan and Germaine, 2008; Saffer et al., 2000]. This parameter can be subsequently used to evaluate the pore pressure in the medium in its current state based on its current porosity [Schneider et al., 2009]. Porosity logs were established for a number of exploratory wells with enough logging data using conventional techniques. The resultant pore pressure evaluation is [Bagriy et al., 2019]:

$$P_{\text{por}}(z) = S_v(z) - 10^{-(e-e_0)/C_c}, \quad (1)$$

where e stands for the void ratio, e_0 is the void ratio at a vertical effective stress of unity (1 MPa), C_c is the specific compression index describing deformation along the yield surface, and S_v is the total vertical stress.

The second approach described in [Dubinya et al., 2022] is based on rock physics modeling using soft-sand model of Mavko et al. [2020] combined with the Gassmann fluid substitution [Gassmann, 1951]. A specific effective medium model was introduced with a number of specific parameters determining the dynamic elastic moduli. These parameters include: the pore pressure, elastic moduli of solid grains, porosity, average number of grain–grain contacts, and critical porosity. These parameters are varied in a way to provide the best match between the calculated and observed spatial distributions of dynamic elastic moduli. An independent evaluation of pore pressure at a certain depth obtained from direct observations of drilling process was used to limit the domain of equivalent solutions of the inverse problem for rock physics modeling. As a result, a stochastic solution of rock physics model parameters was obtained providing an opportunity to reconstruct a spatial variations of pore pressure.

Two described methods of pore pressure reconstruction in unconsolidated seafloor sediments were implemented independently. As discussed in [Bagriy et al., 2019], the complete agreement between these methods is impossible due to the difference in the characteristic spatial scales: the unconsolidation analysis is more suitable for detection of small zones (with size of approximately several meters), while the rock physics modeling is dependent on averaging and may be considered as a tool to evaluate the mean anomaly of pore pressure in the studied interval. The resultant estimations of pore pressure changes with depth are shown in Figure 1: black line represents anomaly index of pore pressure (ratio of estimated pore pressure to hydrostatic pressure) for the estimation from rock physics modeling, while gray line is for consolidation analysis obtained from Equation 1.

Based on consequent rock physics modeling, several general zones of considerable overpressure were suggested in [Tikhotskiy et al., 2023]. Corresponding depth intervals are: 6–9 mbsf (zone 1), 13–29 mbsf (zone 2), and 37–43 mbsf (zone 3). The previous study [Tikhotskiy et al., 2023] was mainly focused on the issue of detectability of the lower overpressure zones in presence of the upper zones, namely, is it possible to use seismometer data to find zone 3 from the raw data in presence of anomalies in waveforms caused by presence of zones 1 and 3. The suggested methodology was a construction of synthetic models of elastic properties after two steps: 1) merging of neighboring overpressure zones; 2) manual creation of models where some of these zones are not present (“shutdown” of particular zones meaning an obligatory specification of hydrostatic pore pressure in these

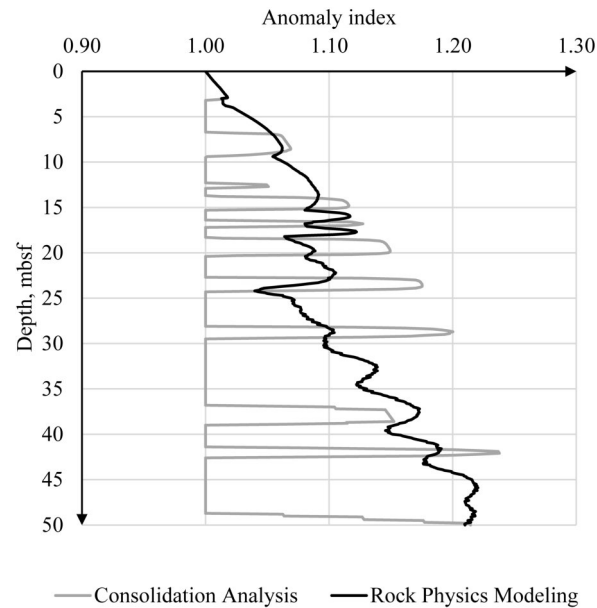


Figure 1. Pore pressure anomaly index from two approaches.

zones). Given an established rock physics model – mathematical relationships providing an expected change of elastic moduli of effective medium with changes in pore pressure – synthetic spatial distributions of elastic moduli for these cases can be constructed. It is necessary to mention that only one-dimensional models of properties are studied here given the low number of exploratory wells drilled at site. Therefore, the vertical size of overpressure zone is a crucial factor for subsequent modeling, yet two-dimensional models of overpressure in shallow marine sediments can still be developed in the future to analyze the horizontal scale of anomalous zones.

Generally, the same approach is used in the current study to analyze possible evolution of overpressure zones and opportunities to detect these changes. Since three overpressure zones can be detected on real data, six potentially interesting scenarios of overpressure zones migration upwards and downwards can be suggested for analysis. These scenarios are discussed in [Table 1](#).

Table 1. Scenarios for overpressure zones migration

Scenario	Zone	Pore pressure before migration	Pore pressure after migration
1. Non-blocked downwards migration at shallow depth. Overpressure zone 1 migrates downwards, to position of zone 2.	1	Overpressure	Hydrostatic
	2	Hydrostatic	Overpressure
	3	Hydrostatic	Hydrostatic
2. Non-blocked upwards migration at shallow depth. Overpressure zone 2 migrates upwards, to position of zone 1.	1	Hydrostatic	Overpressure
	2	Overpressure	Hydrostatic
	3	Hydrostatic	Hydrostatic
3. Non-blocked downwards migration at high depth. Overpressure zone 2 migrates downwards, to position of zone 3.	1	Hydrostatic	Hydrostatic
	2	Overpressure	Hydrostatic
	3	Hydrostatic	Overpressure
4. Non-blocked upwards migration at high depth. Overpressure zone 3 migrates upwards, to position of zone 2.	1	Hydrostatic	Hydrostatic
	2	Hydrostatic	Overpressure
	3	Overpressure	Hydrostatic
5. Blocked downwards migration at high depth. Overpressure zone 2 migrates downwards, to position of zone 3 with overpressured zone 1.	1	Overpressure	Overpressure
	2	Overpressure	Hydrostatic
	3	Hydrostatic	Overpressure
6. Blocked upwards migration at high depth. Overpressure zone 3 migrates upwards, to position of zone 2 with overpressured zone 1.	1	Overpressure	Overpressure
	2	Hydrostatic	Overpressure
	3	Overpressure	Hydrostatic

There are three general pairs of scenarios. The first pair of scenarios considers the movement of overpressure zone between positions of zones 1 and 2 (downwards migration for scenario 1, and upwards migration for scenario 2). Both cases should have the most notable effect on seismic surveys given the low distance between receiver and anomalous zone. The second pair of scenarios is the same, but the depth is increased (interchanges between positions of zones 2 and 3 are studied here). Independent analysis of this case provides an opportunity to check, whether the depth plays an important role on overpressure zones migration monitoring. Finally, the last pair of scenarios is generally the same as the second pair, but overpressure zone 1 is under consideration. Such analysis provides an opportunity to analyze the “shadowing” effect of overpressure zones previously reported in [Tikhotskiy et al., 2023]: presence of overpressure zones at shallow depths were proven to considerably influence the resultant seismic waveforms receivable by seismometers, which leads to an increased uncertainty in overpressure zones detection. The main idea of the following research lies in comparison of waveforms obtainable before and after the changes in overpressure zone structure and its analysis with regard to typical noise level of seismic data for shallow marine sediments. It is also worth mentioning that the mean level of pore pressure anomaly level in each overpressure zone was taken from Figure 1 without adjustments.

The discussed scenarios are visualized alongside with depth dependencies of the elastic wave velocities, yet it is necessary to provide some information on acquisition of these velocity models obtained from rock physics modeling with manual “shutdown” of certain zones before and after studied dynamic process.

This covers the general workflow used in the current study. It is necessary to generate petroelastic models with reconstructed compressional and shear waves velocities for the discussed scenarios in order to evaluate the overpressure zones migration effect on seismic response of the studied media. Note that for estimation the elastic wave velocities the density provided by log data is used alongside with calculated effective moduli.

The rock-physics model used in [Dubinya et al., 2022] (soft-sand model) was modified in [Tikhotskiy et al., 2023] as follows. Again, a concept of critical porosity was used, which follows from the basic Hertz-Mindlin (HM) model [Mavko et al., 2020]. An unconsolidated rock is considered as a granular medium (dense pack of solid particles) having a critical porosity with so-called “additions”. The critical porosity indicates the porosity limit above which a rock becomes unconsolidated. This value was set constant for all depths. The “additions” are inclusions either of suspension or of porous consolidated rock depending on the total porosity. If the total porosity exceeds a critical value at a certain depth, inclusions in the form of a suspension are added to the granular medium. If the total porosity is smaller than the critical value, particles of porous consolidated rock are added in the granular medium. This model differs from a similar model of Dvorkin et al. [1999]. Thus, in Dvorkin’s model [Dvorkin et al., 1999], in the first case, inclusions of pure fluid (without rock particles) are added to the granular medium instead of suspension inclusions. In the second case, pieces of nonporous mineral material are embedded in the granular medium. As shown in [Tikhotskiy et al., 2023] the modified model is more sensitive to the pore pressure changes compared to the original Dvorkin’s model [Dvorkin et al., 1999]. In the model presented in [Tikhotskiy et al., 2023], the porosity values in suspension and consolidated solid material are controlled by so-called “porosity correction coefficient” that is also an unknown model parameter. A sensitivity study of results to this parameter is presented in [Tikhotskiy et al., 2023].

In the model proposed in [Tikhotskiy et al., 2023], for calculating the elastic moduli of a dense pack of rock particles (granular medium), the classical HM model is used. The elastic moduli of suspension are estimated as the lower Hashin-Shtrikman (HS) bound [Hashin and Shtrikman, 1963]. For evaluation of the elastic moduli of particles of porous consolidated rock the Berryman’s self-consistent method [Berryman, 1980] is applied. Having the elastic properties of the granular medium and the “additions”, finally, the effective properties of the studied dry rock are obtained. If the suspension inclusions are added (the case when porosity is greater than the critical one) the resulting moduli are calculated as the upper HS bound, since the suspension moduli are lower than the

moduli of dense pack. If the porous pieces of consolidated rock are added in the granular medium (porosity is smaller than the critical), the effective moduli are calculated as the lower HS bound since the porous consolidated rock has lower elastic moduli compared to the granular medium. After the effective elastic moduli of dry rock are calculated as described above, the Gassman's fluid substitution [Gassmann, 1951] is applied. Then, the elastic wave velocities V_p and V_s are estimated using the calculated effective elastic moduli and density provided by log data.

For the modeling we use the same model parameters as in [Tikhotskiy et al., 2023]. Namely, the bulk and shear moduli of solid grains are 52 and 32 GPa, respectively. The critical porosity is 60%, coordination number is 18 (average number of contacts of a grain with surrounding grains). The porosity correction coefficient is set to be 1.5. This means that the porosity of suspension is 1.5 times greater than the total porosity and the porosity of consolidated rock is 1.5 times smaller than this value.

Based on consequent rock physics modeling, a distribution of velocities V_p and V_s along the wellbore was obtained for the case of the absence of pore pressure anomalies (Figure 2a) and for cases when the pore pressure anomalies occur in the depth intervals corresponding to zones 1–3 mentioned above (Figure 2b, 2c, 2d). We calculate the pore pressure according to the formula

$$P_{\text{por}}(z) = P_{\text{hydr}} + \text{diff}_p \times A, \quad (2)$$

where diff_p is the difference between the total vertical stress and hydrostatic pressure and A is a factor ranging from 0 to 1. If $A = 0$, the pore pressure is equal to hydrostatic one (no anomaly in the pore pressure). If $A = 1$, the pore pressure approaches the total vertical stress. Therefore, the greater A , the more pronounced is the pore pressure anomaly. For the models shown in Figure 2 we use a fairly high value of the factor A , namely, $A = 0.99$. Figure 2 provides a clear view of the overpressure zones effect on elastic waves velocities. High pore pressure considerably decreases the velocities of both P - and S -waves. The absolute magnitudes of this decrease are roughly the same for both velocities, but, given the low shear wave velocity absolute magnitude for the considered non-consolidated sediments, the relative change in S -wave velocity is more considerable compared to P -wave velocity.

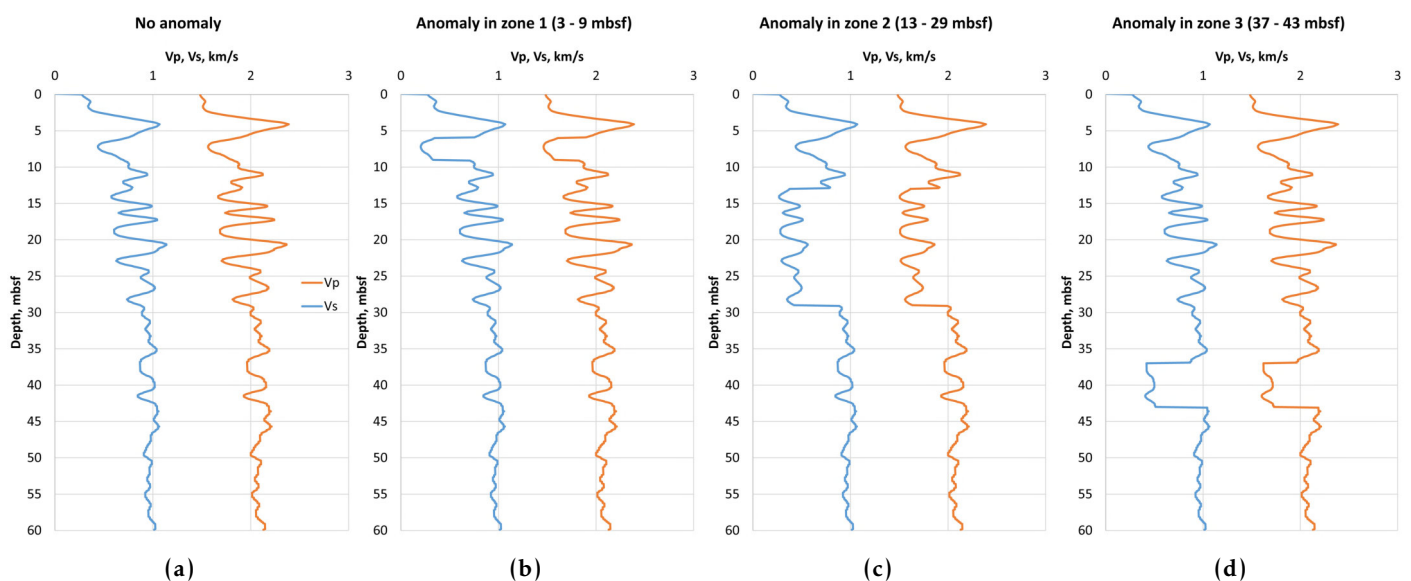


Figure 2. Distribution of velocities V_p and V_s along the wellbore. (a) No anomaly in the pore pressure, (b) pore pressure anomaly in zone 1, (c) pore pressure anomaly in zone 2, (d) pore pressure anomaly in zone 3.

The data presented in [Figure 2](#) are subsequently used for seismic modeling to analyze the expected response of the receiver system and its changes associated with transitions of anomalous pressure zones discussed in the previous chapter. For example, the first scenario described in [Table 1](#) can be considered as the transition of velocities distribution shown in [Figure 2b](#) to the state depicted in [Figure 2c](#). It is clear that the seismic responses will differ for these two cases, but the magnitude of this difference and its relation with noise cannot be analyzed without direct seismic modeling.

We aim to model the seismic monitoring of the overpressure zones evolution with the bottom seismic registration system that can be represented either by the autonomous bottom seismometers (OBS) or by the bottom seismic streamer (BSS). The both systems may provide the 4C registration, i.e., 3-component velocity (or acceleration) registration and pressure. For the modeling purposes we use the laterally homogeneous 2D elastic media model constructed on the basis of the 1D velocity (V_p , V_s) and density profiles obtained for the studied scenarios. We suppose the 40-meter water depth and the depth of the seismic source is set to 2 meters below the sea surface. The acquisition system is represented by the 13 bottom 4C receivers separated by 4 meters. The position of the first receiver is below the seismic source thus the maximum source-to-receiver horizontal distance is 48 meters. The described acquisition geometry allows to analyze the behavior of the seismic reflections at different offsets, including the P - S converted phases.

The open source SOFI2D software package [[Bohlen, 2002](#)] is used for the finite-difference modeling of the seismic waves propagation in the above described models. Due to the 2D nature of models only two velocity components (u_V , u_H) of the sea bottom and water pressure P , as recorded by bottom hydrophones, are used for the analysis. The Riecker impulse is used for the modeling with the central frequency of 500 Hz, which is reasonable for the high-resolution marine seismic surveys with the “sparker” source [[Pirogova et al., 2019](#)]. With the given central frequency and the lowest velocity of the S -waves in model being 200 m/s the smallest wavelength is approximately 0.2 m. The spatial model discretization of 0.02 m (i.e., 10 points per wavelength) is adopted to avoid the numerical dispersion and time step of 5×10^{-6} s is used to satisfy the Kramers-Kronig conditions for the simulation stability. The perfect matching layer (PML) conditions are applied to avoid the reverberations.

Results

A sensitivity analysis is given here to evaluate the typical changes in elastic waves velocities and other characteristics with alteration of pore pressure. Besides, we also analyze how the pore pressure anomalies can be detected in crossplots of seismic attributes. The reflection coefficients for P -wave and converted P -to- S wave (R_{pp} and R_{ps} , respectively) for the top and bottom of a zone with anomalous pore pressure is analyzed.

An important question is related to the lowest level of pore pressure change that can be registered by seismic receiver data. To analyze how a change in pore pressure can affect the elastic characteristics of unconsolidated rocks we perform a sensitivity study of our rock-physics model to a parameter characterizing a degree of pore pressure anomaly. We vary the pore pressure according to [Equation 2](#). It is worth mentioning that, only within sensitivity analysis, for the purpose of sensitivity study, parameter A is set for the whole model modeling a uniform increase in pore pressure for the whole depth interval, regardless of overpressure zones discussed earlier. We use this approach to numerically evaluate the general sensitivity of the model to changes in pore pressure for the future analysis of the certain overpressure evolution cases.

As it was mentioned and particularly highlighted in [Figure 2](#), overpressure appears to have a strong effect on P - and S -waves velocities: overpressure zones can be easily seen on anomalies of V_p and V_s . Moreover, the ratio of elastic waves velocities V_p/V_s along with the Poisson ratio are also good indicators of overpressure. As it was shown in [Figure 2](#), an increase in the pore pressure results into a simultaneous decrease in compressional and shear waves velocities. As far as the absolute values of velocities drop are comparably same for both P - and S -waves, and the absolute values of shear waves velocities are much

lower than compressional waves velocities, especially for unconsolidated sediments, it is natural to expect that velocities ratio V_p/V_s and, respectively, the Poisson ratio are good indicator of pore pressure presence which is in line with Figure 2. As seen from Figure 2 the dependencies of the elastic characteristics on the pore pressure change are nonlinear. The characteristics become more sensitive to the anomaly as the anomaly increases. One can say that the S -wave velocity exhibits more sensitivity to the pore pressure change. Thus, at depth 40 m, the change in V_s velocity approaches 16% for $A = 0.4$ whereas the respective change in V_p velocity at the depth is around 3%. Since V_s drops more rapidly with the pore pressure anomaly, the V_p/V_s increases. For the largest anomaly in the pore pressure ($A = 0.99$) the V_p/V_s increases almost twice compared to the case when the anomaly is absent (Figure 3c). The Poisson ratio also increases with the pore pressure anomaly and may attain rather high values, namely, 0.45–0.48 (Figure 3b).

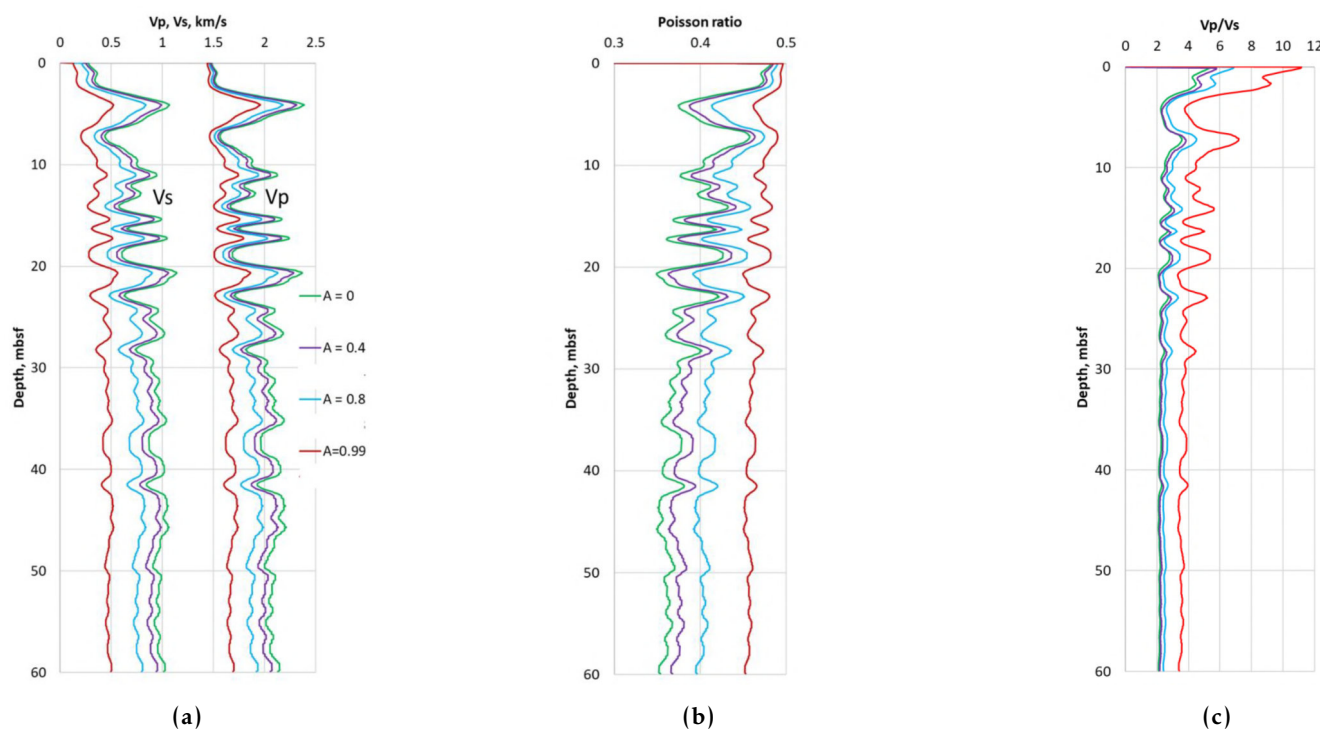


Figure 3. Dependencies of elastic properties on factor A characterizing a degree of pore pressure anomaly. (a) Elastic wave velocities V_p and V_s , (b) Poisson ratio, (c) V_p/V_s .

Figure 4 shows the crossplots of seismic attributes allowing to identify specific shifts of dependencies caused by anomalous pore pressure in the depth interval 13–29 m ($A = 0.99$). The elastic impedance (A_p) versus shear impedance (A_s), elastic impedance versus V_p/V_s , and shear impedance versus V_p/V_s are shown. Orange circles within gray triangles are points corresponding to depths outside the depth interval 13–29 m (without pore pressure anomaly). Orange circles without surrounding triangles correspond to the depth interval with anomalous pore pressure (13–29 meters). Black triangles show the points in the same depth interval (13–29 meters) but for pore pressure without anomaly. Green arrows indicate how the points without pore pressure anomaly shift when the anomaly occurs. As seen this shift is dramatic.

Figure 5 shows the reflection coefficients R_{pp} and R_{ps} for the top and bottom of a zone having anomalous pore pressure at the depths from 37 to 43 m (for $A = 0.99$). Plots (a) and (b) show the R_{pp} and R_{ps} for the top of interval with the enhanced pore pressure, and plots (c) and (d) show R_{pp} and R_{ps} for the bottom of the interval. Red curves are the exact values provided by the Zöppritz equation (real parts of the coefficients), and blue curves are the Rüger approximation. As seen, the reflection coefficients are rather high and the both boundaries of this anomaly pressure layer can be clearly seen in seismic experiment.

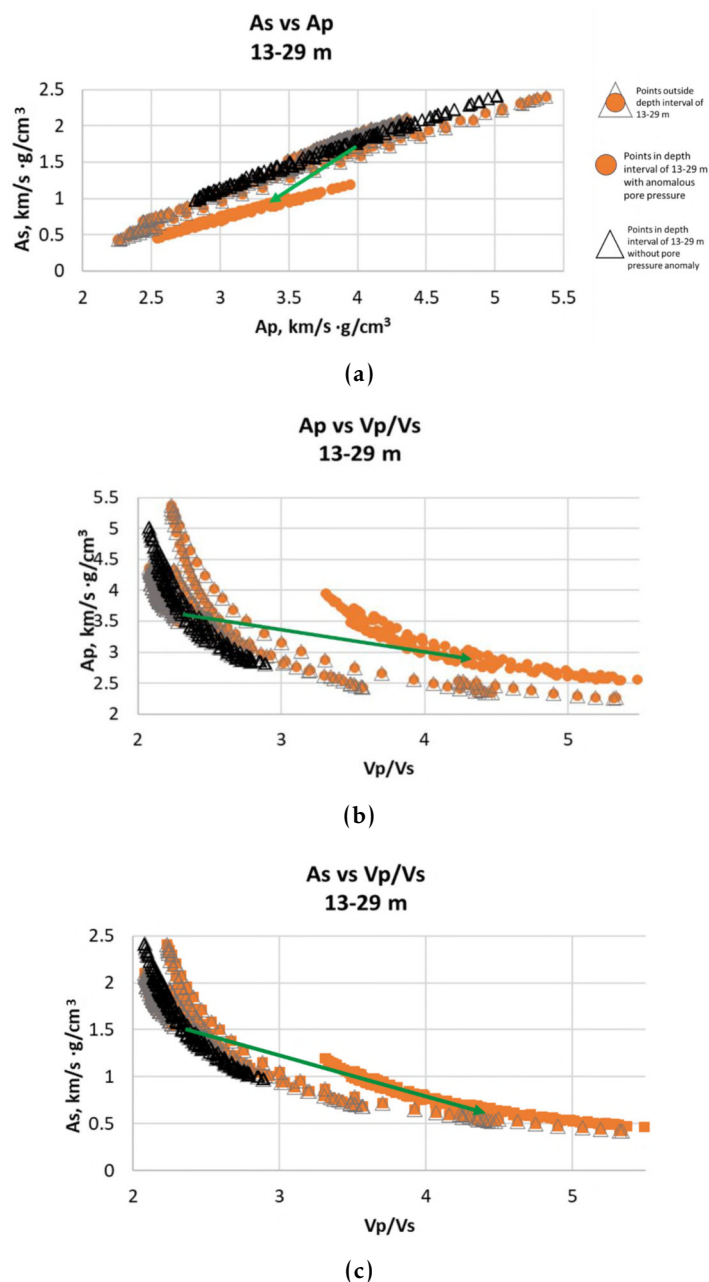


Figure 4. Crossplots of seismic attributes for the depth interval 13–29 m. (a) Shear impedance (A_s) vs elastic impedance (A_p), (b) elastic impedance vs V_p/V_s , (c) shear impedance vs V_p/V_s . Green arrows indicate how the points without pore pressure anomaly shift when the anomaly occurs.

Here we provide the obtained results and offer some discussion. The modeling results are presented in Figure 6 below. The open-source Seismic Unix software package [Cohen and Stockwell, Jr., 2002] used for the seismograms visualization. The gain correction (multiplication by time) has been applied to all seismograms except of $\text{rot } \bar{u}$ to correct for the geometrical distortion of the wavefields. An example of modeling results is shown in Figure 6 for scenario 1. The figures are organized as follows: each scenario is characterized by 12 figures: four parameters (pressure P , 1st row; vertical velocity component u_V , 2nd row; horizontal velocity component u_H , 3rd row; velocity curl $\text{rot } \bar{u}$, 4th row) are provided for initial state of scenario (1st column) and final state of scenario (2nd column); absolute difference is given in the 3rd column for every parameter. Each figure corresponds to its own scenario.

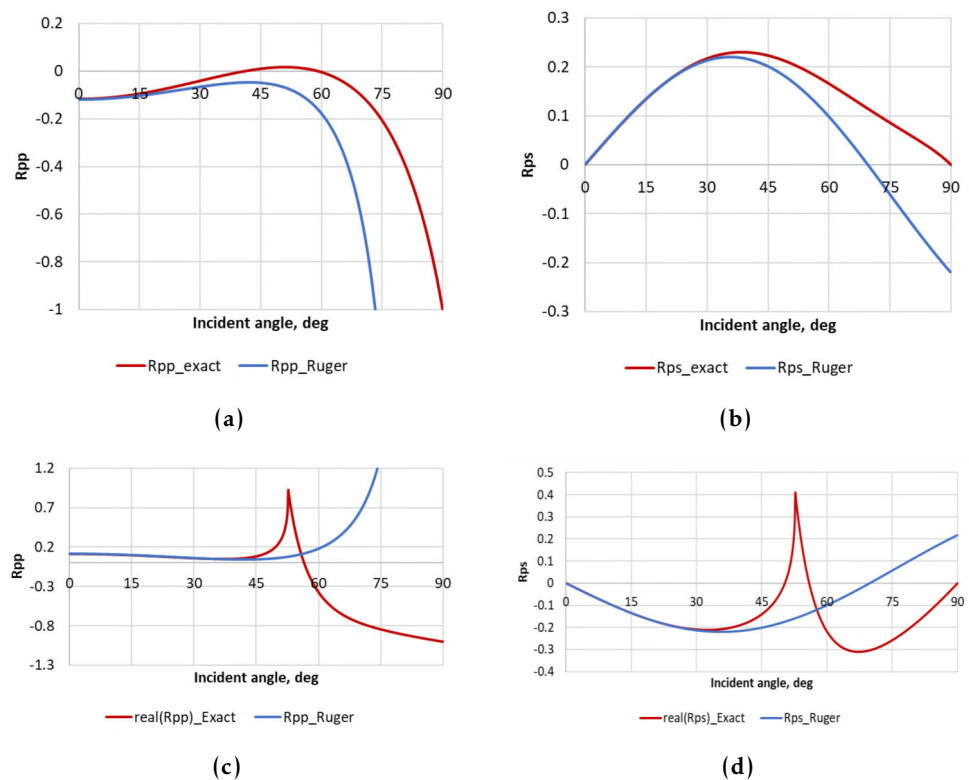


Figure 5. Reflection coefficients of the PP and PS waves (R_{pp} and R_{ps}) for the top and bottom of zone having anomalous pore pressure at the depths from 37 to 43 m. (a) R_{pp} and (b) R_{ps} for the top of interval with the enhanced pore pressure; (c) R_{pp} and (d) R_{ps} for the bottom of the interval. Red curves are exact values (the Zöppritz equations are solved), and blue curves are the Rüger approximation.

As it can be seen (Figure 6) the behavior of the vertical velocity component u_V and pressure P fields are similar. It is reasonable due to the boundary conditions at the sea bottom interface. At small offsets (low reflection angles that do not exceed 35 degrees) these fields are dominated by the P -wave energy. As an opposite the horizontal velocity component field u_H at small offsets is dominated by the S -wave energy. The increase of the amplitude of the u_H seismograms with offset arise due to two factors: (i) the increase of the P - S reflection coefficient with the increase of the reflection angle and (ii) the increase of the horizontal component of the P -waves because of the increasing incidence angle of the reflected wave at sea bottom. But the first factor is dominating as it is supported by the similarity of the u_H and $\text{rot } \bar{u}$ seismograms. The $\text{rot } \bar{u}$ seismograms are the direct indicators of the S -wave field as they corresponds to the shape deformation. Therefore, the u_H seismograms recorded by bottom seismometers may be considered as the S -wave reflections, including both S - S and P - S converted phases. As the S -wave velocity V_s is approximately twice lower as compared to the P -wave velocity V_p in bottom sediments the arrival times of the S -wave reflections are higher as compared to that of the P -wave reflections, the wavelength of the S -wave is also approximately half of that for the P -wave and these two factors significantly increase the resolution capabilities of the u_H seismograms as compared to that of u_V and P seismograms as it can be seen in Figure 6a–6i. Moreover, the relative change of the V_s with increasing pore pressure is larger as compared to changes in V_p . This factor also contributes to the more prominent demonstration of overpressure zones and their evolution in u_H seismograms. Let us analyze in more detail the scenario 1 (Figure 6). In the starting model the overpressure zone is 3 meters thick with its top at 6 m and bottom at 9 m. At the u_H seismogram (Figure 6g) it is seen from the S - S reflection from top (phase starting at 0.05 s at $x = 4$ m) and from bottom (phase starting at 0.065 s at $x = 4$ m). The intermediate reflected phase starting at 0.58 s at $x = 4$ m

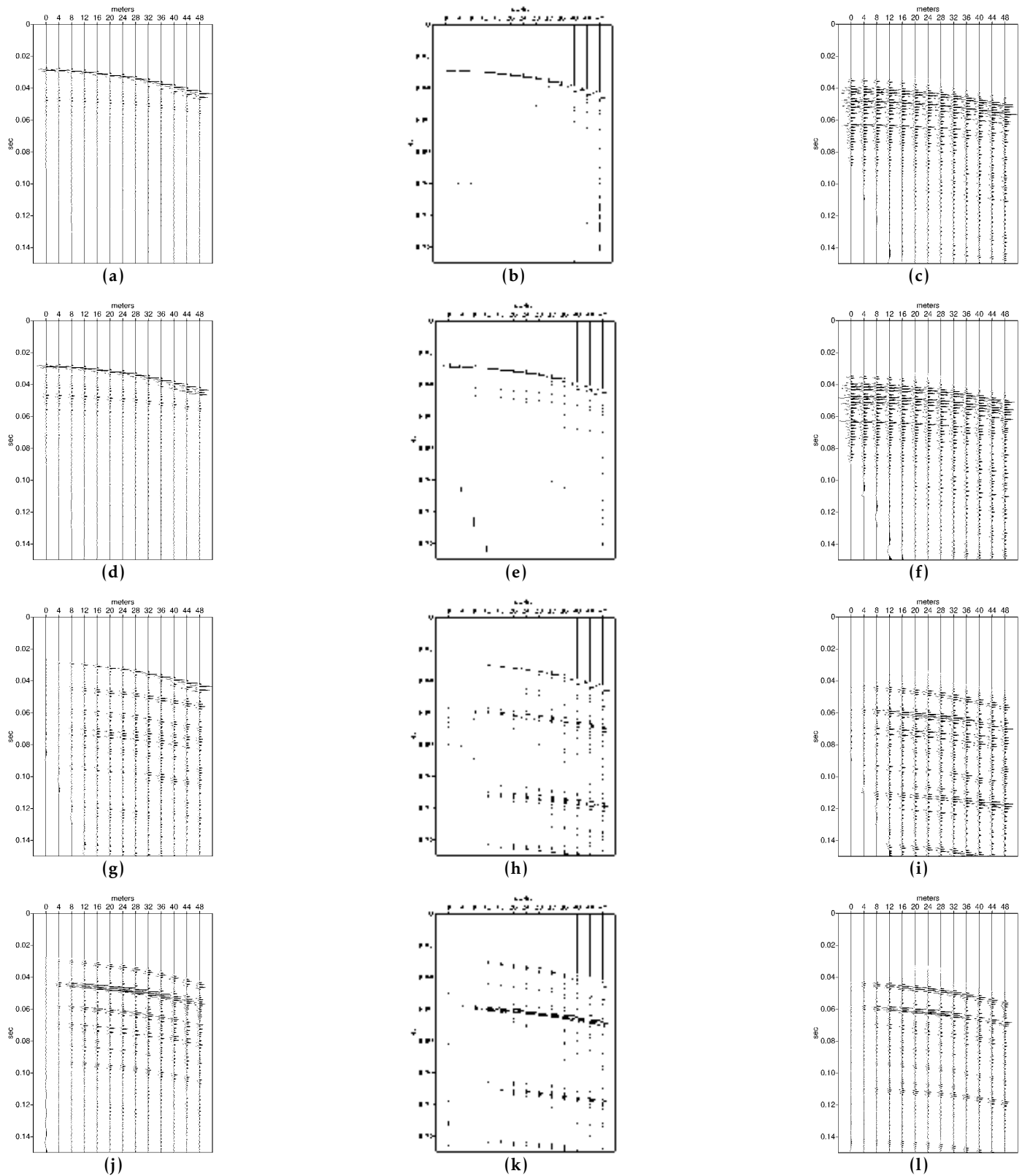


Figure 6. Reflection coefficients of the PP and PS waves (R_{pp} and R_{ps}) for the top and bottom of zone having anomalous pore pressure at the depths from 37 to 43 m. (a) R_{pp} and (b) R_{ps} for the top of interval with the enhanced pore pressure; (c) R_{pp} and (d) R_{ps} for the bottom of the interval. Red curves are exact values (the Zöppritz equations are solved), and blue curves are the Rüger approximation.

corresponds to the P - S converted phase reflected from zone bottom. Below reflections are less prominent because of the absence of the strong reflectors in the model below the overpressure zone (Figure 6g). In the final model the overpressure zone moves downward, becomes 16 meters thick and has its top at 13 m and bottom at 29 m. The pattern of the u_H (Figure 6h) clearly changes and reflects the new overpressure zone configuration. The zone top is seen from the strong S - S reflection phase starting at 0.06 s at $x = 4$ m, the zone bottom is seen from the P - S converted reflection phase starting at 0.11 s at $x = 4$ m and S - S reflection phase starting at 0.145 s at $x = 8$ m (the difference of the minimum offset that allows to see the phase is due to the decrease of the reflection angle with the increasing reflector depth). All mentioned changes in the u_H reflection pattern leads to the sharp picture at the wavefields difference seismogram (please note the perfect compensation of the direct arrival phase).

At the P and u_V seismograms (Figure 6a–6f) the corresponding changes can be also seen. Specifically, in the seismogram that corresponds to the final model the wave reflected from the overpressure zone bottom at 29 m arises at 0.06 s. But it appears to be difficult to resolve the model structure and its evolution in the upper part of the model. This is partially because of the larger wavelength of the P -wave: for the mean velocity of 2000 m/s the central wavelength at 500 Hz is 4 m which is comparable to the thickness of the overpressure zone in the starting model and the difference between the zone bottom (9 m) in the starting model and its top (13 m) in the final model. Therefore, it is difficult to resolve these features and their changes in the P -wave field. The difference P -wave field (Figure 6f) possesses complex pattern without the clear separated phases due to the interference of the longer waves separated by smaller intervals, as compared to S -wave field (Figure 6i).

Analysis of the seismograms associated with other 5 scenarios (Figures A1–A5) leads to the same conclusions. The structure and evolution of the overpressure zones in the shallow submarine sedimentary layers are much more visible in the horizontal velocity component u_H wavefield as compared to the pressure P and vertical velocity u_V seismograms. This emphasizes the preference of the 4C bottom registration systems over conventional 1C (typically hydrophone pressure) registration.

Another important question is the effect of the errors in bottom seismometers positioning on the overall quality of the overpressure zones monitoring. This question is highly important in the context of the comparison between the possibilities of the autonomous bottom seismometers (OBS) and the bottom seismic streamer (BSS) registration systems. With the OBS one needs to deploy them before the seismic survey and then remove the installation in order to read data and charge batteries. In the case of time-lapse seismic monitoring this leads to the necessity for the OBS deployment before each survey cycle. There is no such problem with the BSS system: once deployed it will be in place for all cycles. Currently the typical accuracy of the OBS installation with respect to survey plan is 10% of the water depth. We simulate this situation by shifting the receiver position for the final models (i.e., simulated second cycle of the time-lapse survey) of the overpressure evolution scenarios by random value in the range of ± 3 meters (less than 10% of the 40 m water depth) as compared to their position at the initial state. The modeling results are presented in Figure 7 for scenario 1. It is clear that errors in OBS positioning lead to the changes in seismograms that mask the changes associated with the overpressure zones evolution. This is especially visible in the difference seismograms, where the phase correlations are destroyed because of the destructive interference that appears due to the OBS shift. This effect is more drastical in the pressure differential seismograms (Figure 7c). The same effects can be observed for the other studied scenarios.

Results of the seismic modeling leads to some important conclusions. First, the time-lapse seismic is capable to monitor the evolution of the overpressure zones in shallow submarine sediments. Typical “sparker” seismic source with the 500 Hz mean frequency that is widely used in high-resolution marine surveys and provides the possibility to image the upper 100–200 meters under the sea bottom [Pirogova et al., 2019] may be used for

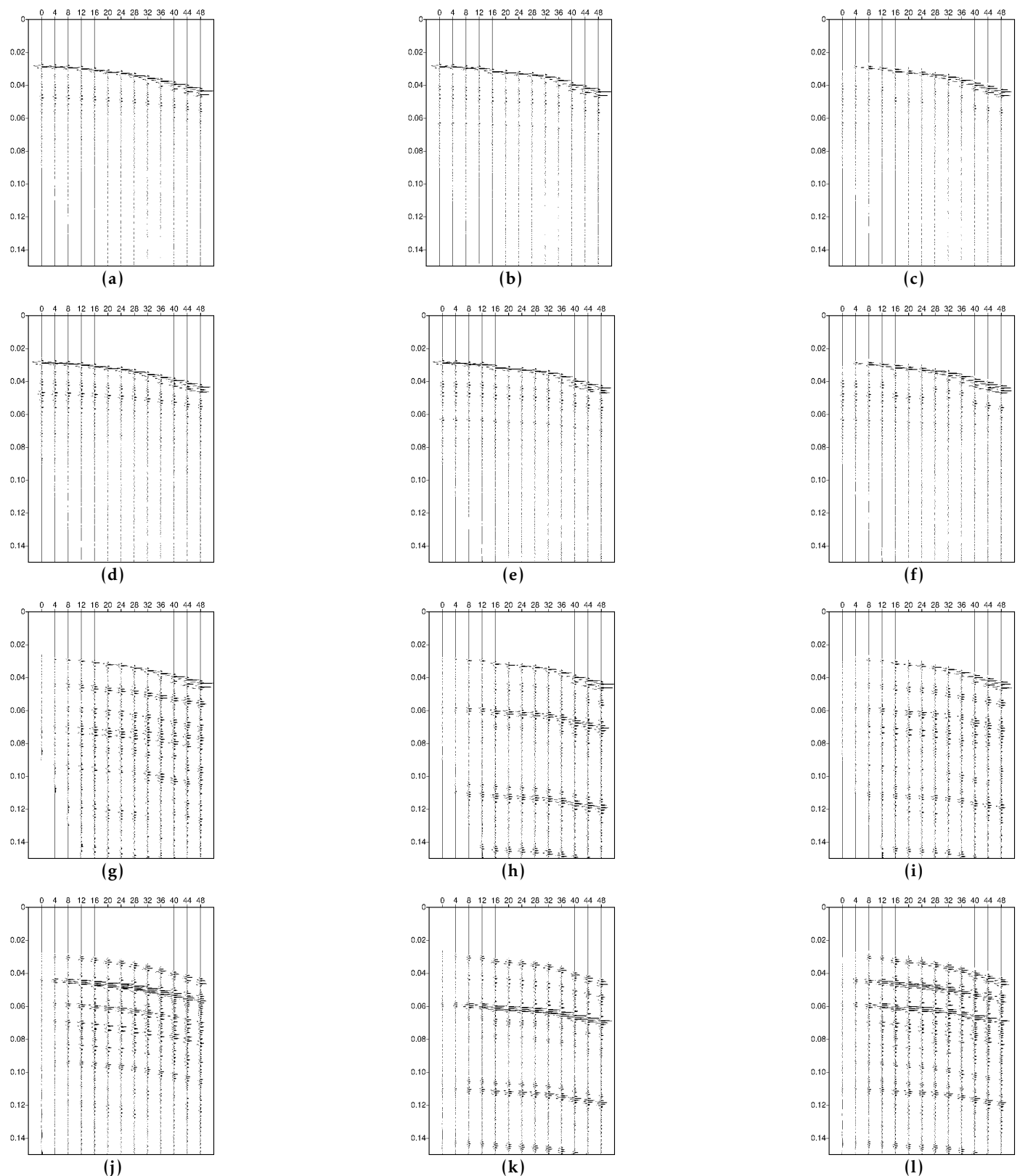


Figure 7. Wavefields, adjusted positions: (a) pressure before transition; (b) pressure after transition; (c) pressure difference; (d) vertical velocity before transition; (e) vertical velocity after transition; (f) vertical velocity difference; (g) horizontal velocity before transition; (h) horizontal velocity after transition; (i) horizontal velocity difference; (j) velocity curl before transition; (k) velocity curl after transition; (l) velocity curl difference.

this purpose. Second, the horizontal component of the wavefield is the most informative and provides the best resolution because it is dominated by the S-wave with the lower velocity and wavelength. The most conventional hydrophone measured pressure wavefield is less informative especially for the thin overpressure zones and minor changes in their position. Therefore, the 3C or 4C registration at the sea bottom is highly preferable for the overpressure zones study and monitoring. Third, the bottom seismic streamer (BSS) registration system that is once deployed at the sea bottom and used in all cycles of the time-lapse seismic has the clear preference at the autonomous bottom seismometers (OBS) that must be re-installed before each survey cycle. The reason is the unreliable differences between the actual OBS installation coordinates at different cycles that lead to the destruction of the reflection phase in the difference wavefield.

Discussion

The obtained results provide an opportunity to analyze the possibilities of geophysical monitoring systems to track migrations of overpressure zones in shallow marine sediments. The plotted seismograms highlight the relative changes in the data that will be received by monitoring systems before and after migration of overpressure zones according to each of studied scenarios. Visual comparison of two sets of seismograms – for adjusted and non-adjusted receiver positions shown in Figures 6 and 7 – is important from the practical point of view. It was shown that a small adjustment of receiver positions alters the registered seismic response comparably with the alterations caused by migration. This effect is especially considerable when there is a static overpressure zone located in the upper part of the studied region: it “overshadows” the migration of overpressure zones in the bottom layers, increasing the demands on the quality of receiver data. As a result, wrong positioning of seismometers for a repeated survey can lead to false conclusions on stationary overpressure zones when they are in fact migrating.

Comparison of Figures 6 and A1 reveals a significant effect of migration direction on observed data. It appears that upwards migration is associated with more significant changes in the wavefield compared to downwards migration. The same is true for Figures A2 and A3 yet the effect is not that considerable due to increase in distance between the overpressure zones and receiver positions. Moreover, as it follows from Figures A4 and A5, presence of static overpressure zones above the changing zone decreases the chances to reveal the migration process. The size of the overpressure zone itself plays an important role in detection possibilities, given that it is seemingly easier to detect overpressure zone transition for scenarios 1 and 4 compared to scenarios 2 and 3 (for the first pair the final state contains a large overpressure zone 2, and for the second pair this zone is only present in the initial state). Although it was discussed above that horizontal velocity is the most prominent parameter to deal with overpressure zones evolution detection, some cases allow vertical velocity to provide valuable information as well. As Figures 6, A1, and A3d, A3e, A3f suggest, the cases with the most notable changes in wavefields (scenarios 1, 2, and 3) provide enough information to guess overpressure zone transition direction for the least from vertical velocity. Nevertheless, this factor is way less distinct compared to horizontal velocity.

Seismometer positioning appears to play a crucial role in the problem of monitoring the state of overpressure zones in shallow marine sediments. Difficult conditions at offshore reservoirs are a source of various obstacles preventing repeated seismic surveys to be performed with receivers at exactly same positions as for the initial surveys. Nevertheless, this obstacle can be overcome with an installation of permanent seismic monitoring system. Such system considerably decreases the possible positioning errors providing enhanced possibilities to track subtle changes in overpressure zones migration. In addition to decreased uncertainty in receiver positions, such system may provide even more detailed analysis of hydromechanical processes taking place in shallow marine sediments. Namely, permanent monitoring system can provide way more data than the two cases (before and after migration of overpressure zones) considered in the current study. Early signs of

overpressure zone migration can be detected using such systems. This opportunity becomes even more important for upwards migration of overpressure zones, especially near seafloor, which is one of the most preferable scenarios from the anomaly migration tracking point of view. The discussed case may be important with respect to prevention of ecologically undesirable processes of gas migration to sea water due to the effects associated with offshore hydrocarbon reservoirs exploitation. Installment of permanent seismic monitoring system can reduce ecological risks due to the given opportunity of early detection and prediction of overpressure zones upwards migration. Nevertheless, methodical studies similar to the reported one should be preliminarily performed at certain sites to design the monitoring systems in accordance with specifics of the considered regions, starting from mechanical properties of seafloor sediments, their consolidation level, and severity of overpressure near seafloor.

Conclusions

The reported study is devoted to various aspects of seismic monitoring of the overpressure zones evolution in shallow marine sediments. Such sediments are often characterized by low level of sedimentation which implies extra difficulties on the problem of pore pressure prediction from geophysical data – an important problem for safe and efficient exploitation and development of offshore hydrocarbon reservoirs.

Rock physics modeling was proved as a decent tool for utilizing geophysical data for prediction of overpressure zones in seafloor sediments at shallow depths (up to several dozens of meters below seafloor), yet considerable changes are to be introduced to the modeling process, since the studied sediments are unconsolidated, and complicated models should be used contrary to the models frequently used for pore pressure prediction in consolidated rock masses. Rock physics modeling could also answer the question “What if...?”. In this particular study this question was clarified: “What if estimated overpressure zones start migrating?”. The answer to this question is generally clear: observable geophysical fields – starting from seismic response of the medium – can change if pore pressure is redistributed within seafloor sediments due to natural or external reasons. The changes in compressional and shear waves velocities considered within the sensitivity study analysis prove to be considerable. The ratio V_p/V_s appears to be an extremely sensitive parameter that can be addressed as one of the most reliable seismic indicator of overpressure zones.

The basic model of mechanical properties of seafloor sediments with overpressure zones has been established in the previous studies. This model was used as a basis for introducing several scenarios of overpressure zones evolution, namely their upwards and downwards migration. These changes were analyzed from the perspective of seismic response of the medium. The obtained results support the idea that the multi-component seismic registration at sea bottom is needed to better identify and monitor the evolution of pore pressure zones, because the horizontal component of the wavefield is more informative for this purpose. Bottom seismometers have been already proposed as a tool for detection of overpressure zones in the previous study, but seismometers themselves cannot provide enough information track changes in pore pressure spatial redistribution. It appears that repetitive seismic surveys at the same sites can be performed, but the errors in seismic responses implied by technical uncertainties in receiver positioning are of the same level as changes in seismic surveys caused by overpressure zones evolution. As a result, it is difficult to distinguish apparent changes in seismic response caused by technical procedures, from changes caused by natural reasons.

Introduction of permanent seismic monitoring systems installment to seafloor may be a decent solution of the mentioned problem due to a number of reasons discussed in the discussion section of the paper. Usage of such systems can decrease geological and ecological risks of offshore hydrocarbon reservoirs exploitation and development with corresponding increase in economic efficiency.

Acknowledgments. This research was founded by the Russian ministry of science and higher education, contract number 075-11-202-030 from 8 April 2022.

Appendix A

We would like to put the majority of the seismic modeling results here, as the obtained figures are generally similar. In a same way as for [Figure 6](#) we present seismic modeling results in a form of seismograms for scenarios 2–6 from [Table 1](#) (Figures [A1–A5](#) respectively). The figures are organized similarly to [Figure 6](#) as well: each scenario results contain initial (left column), final (middle column) states and difference (right column) four parameters: pressure (1st row), vertical velocity (2nd row), horizontal velocity (3rd row), and velocity curls (4th row). Figures [A6–A10](#) depict the same parameters for the adjusted positions of the receivers similarly to [Figure 7](#).

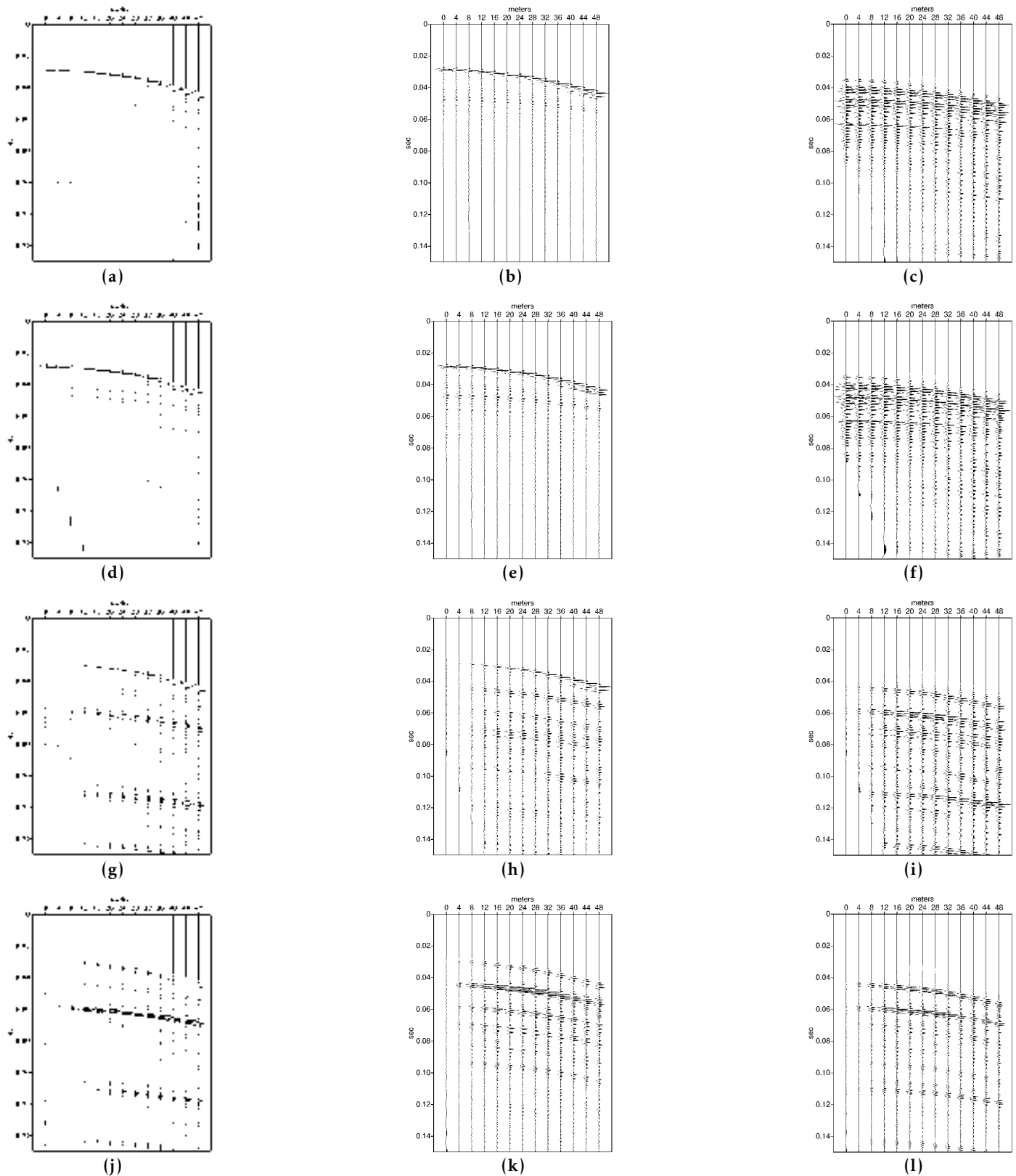


Figure A1. Wavefields for scenario 2: (a) pressure before transition; (b) pressure after transition; (c) pressure difference; (d) vertical velocity before transition; (e) vertical velocity after transition; (f) vertical velocity difference; (g) horizontal velocity before transition; (h) horizontal velocity after transition; (i) horizontal velocity difference; (j) velocity curl before transition; (k) velocity curl after transition; (l) velocity curl difference.

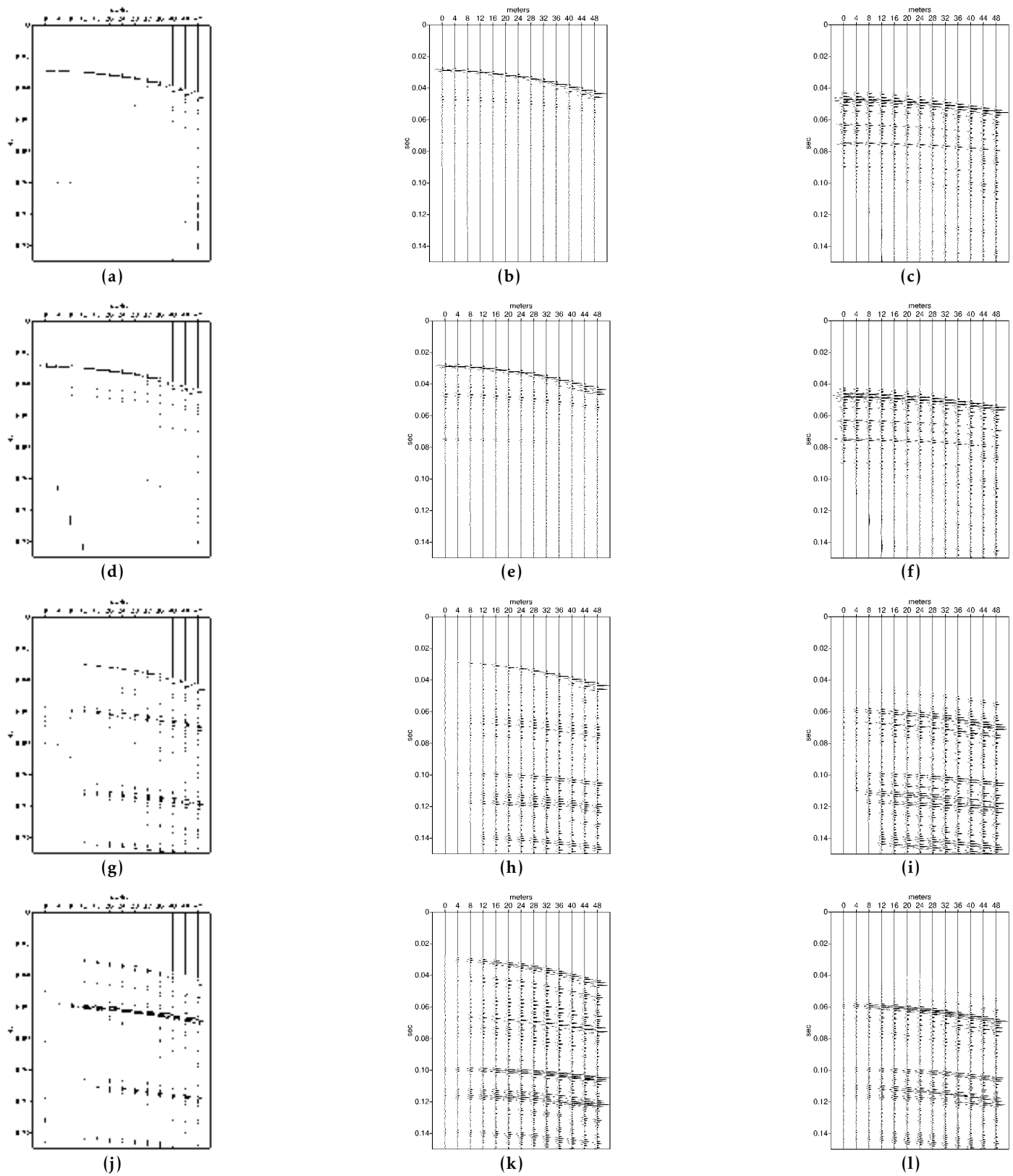


Figure A2. Wavefields for scenario 3. Legend is the same as for Figure A1.

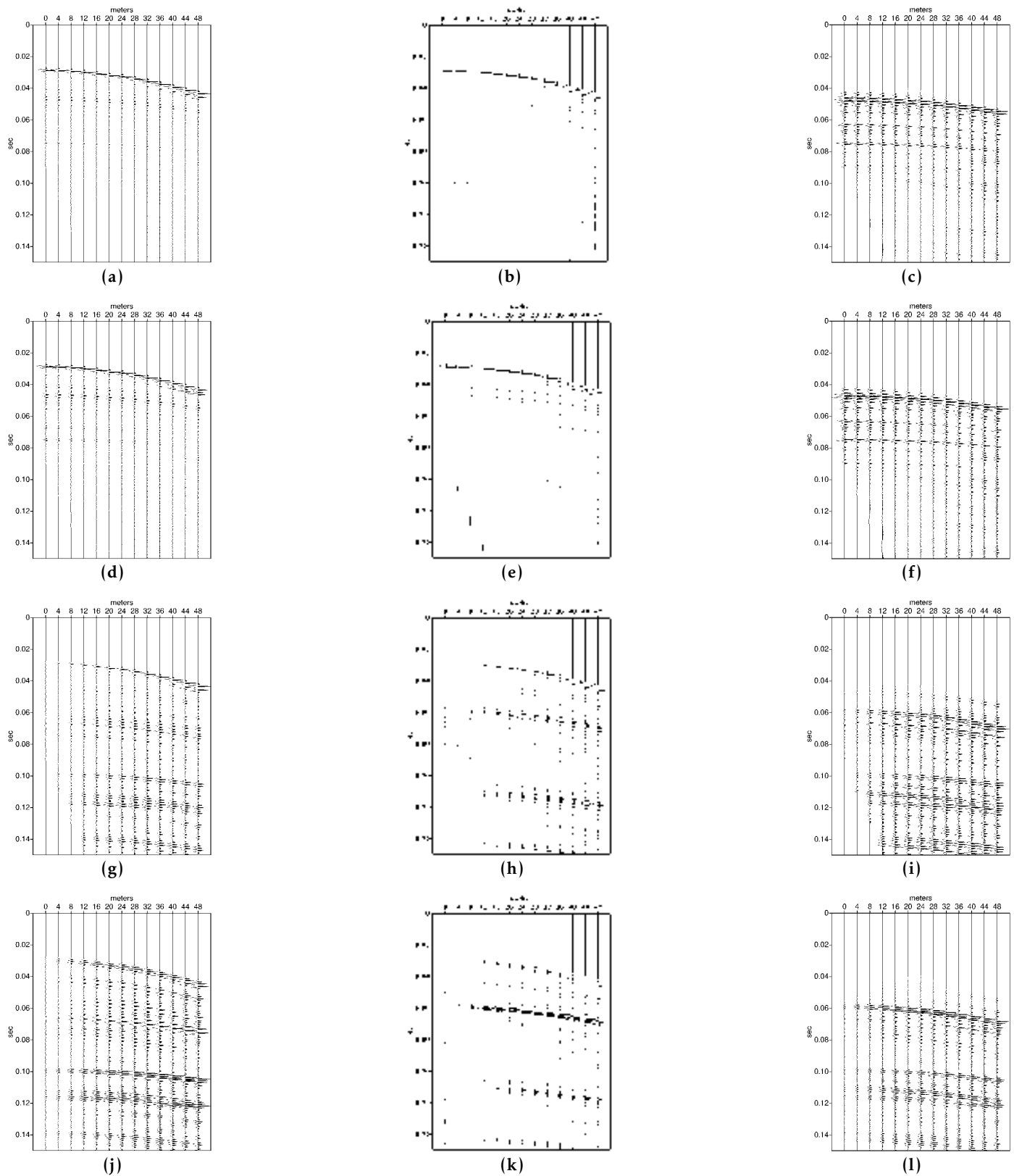


Figure A3. Wavefields for scenario 4. Legend is the same as for Figure A1.

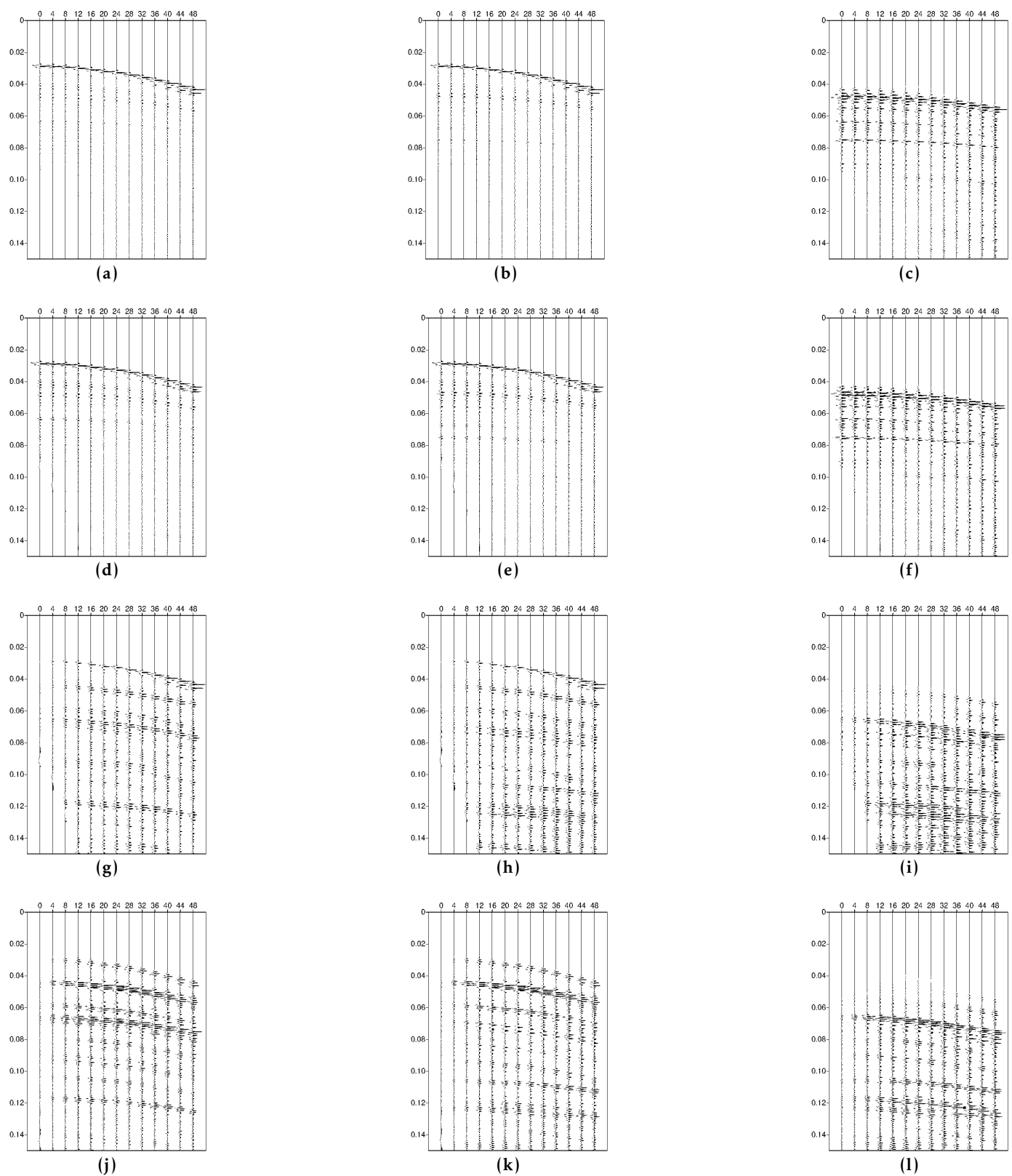


Figure A4. Wavefields for scenario 5. Legend is the same as for Figure A1.

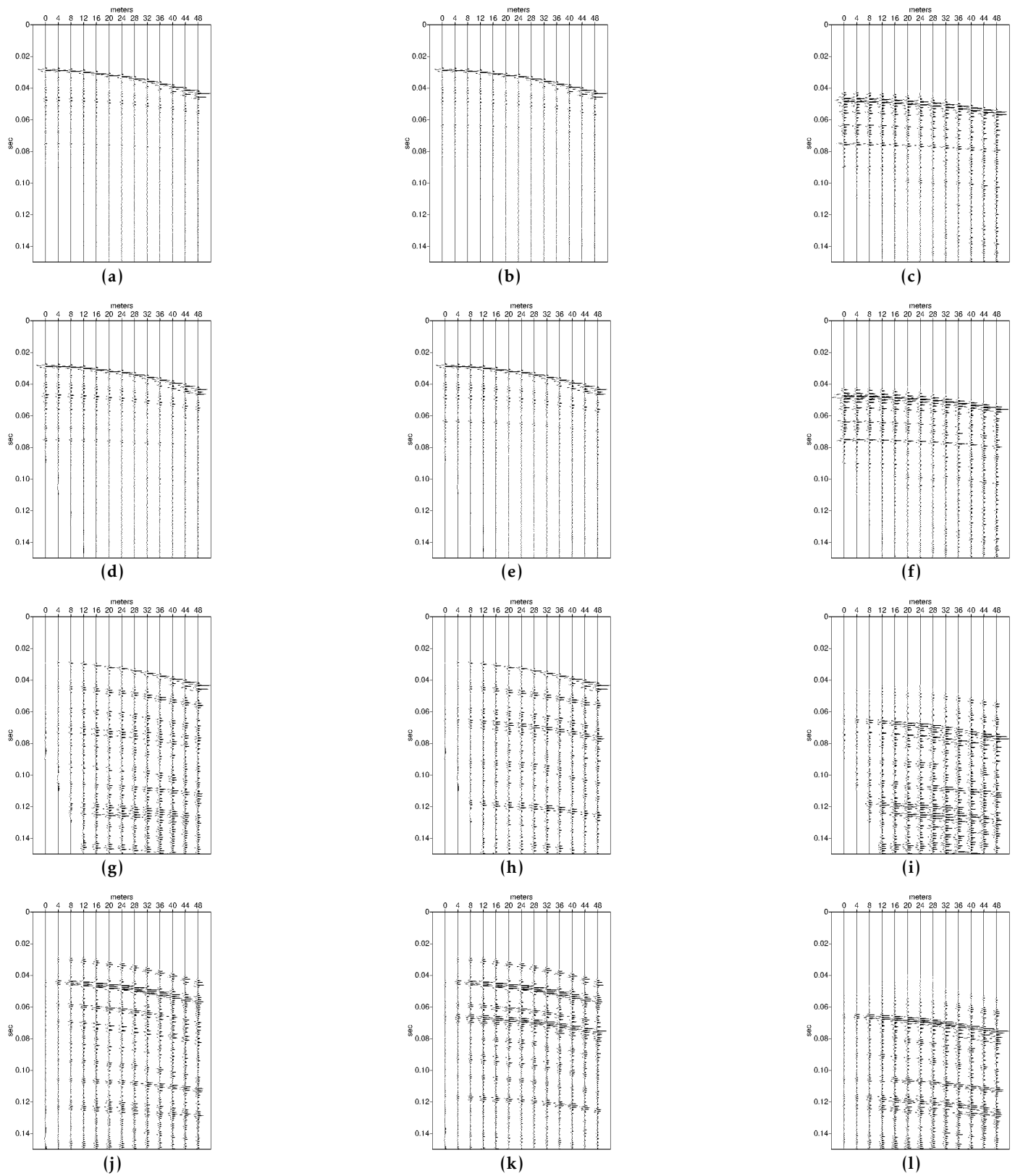


Figure A5. Wavefields for scenario 6. Legend is the same as for Figure A1.

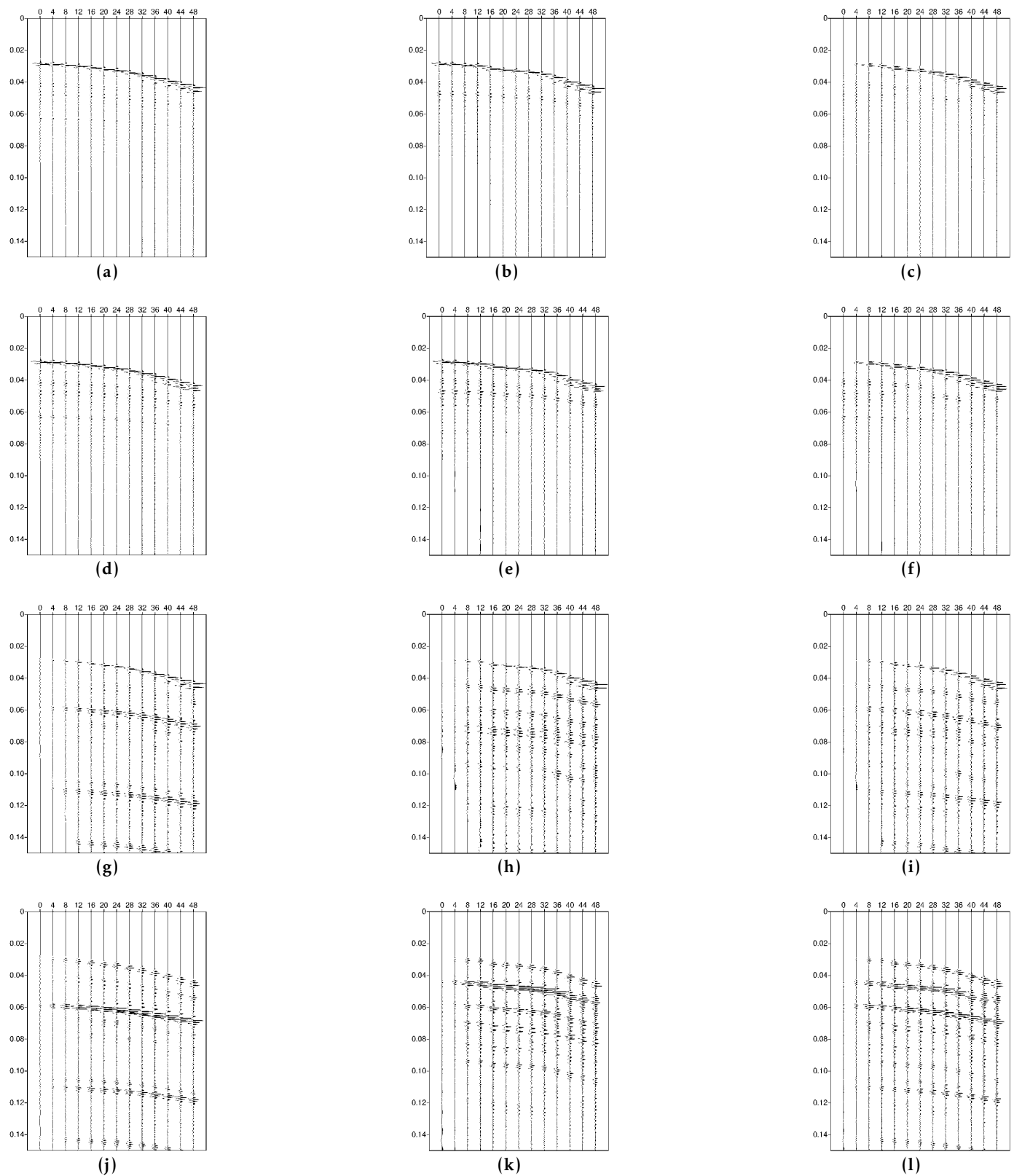


Figure A6. Wavefields for scenario 2 with adjusted positions. Legend is the same as for Figure A1.

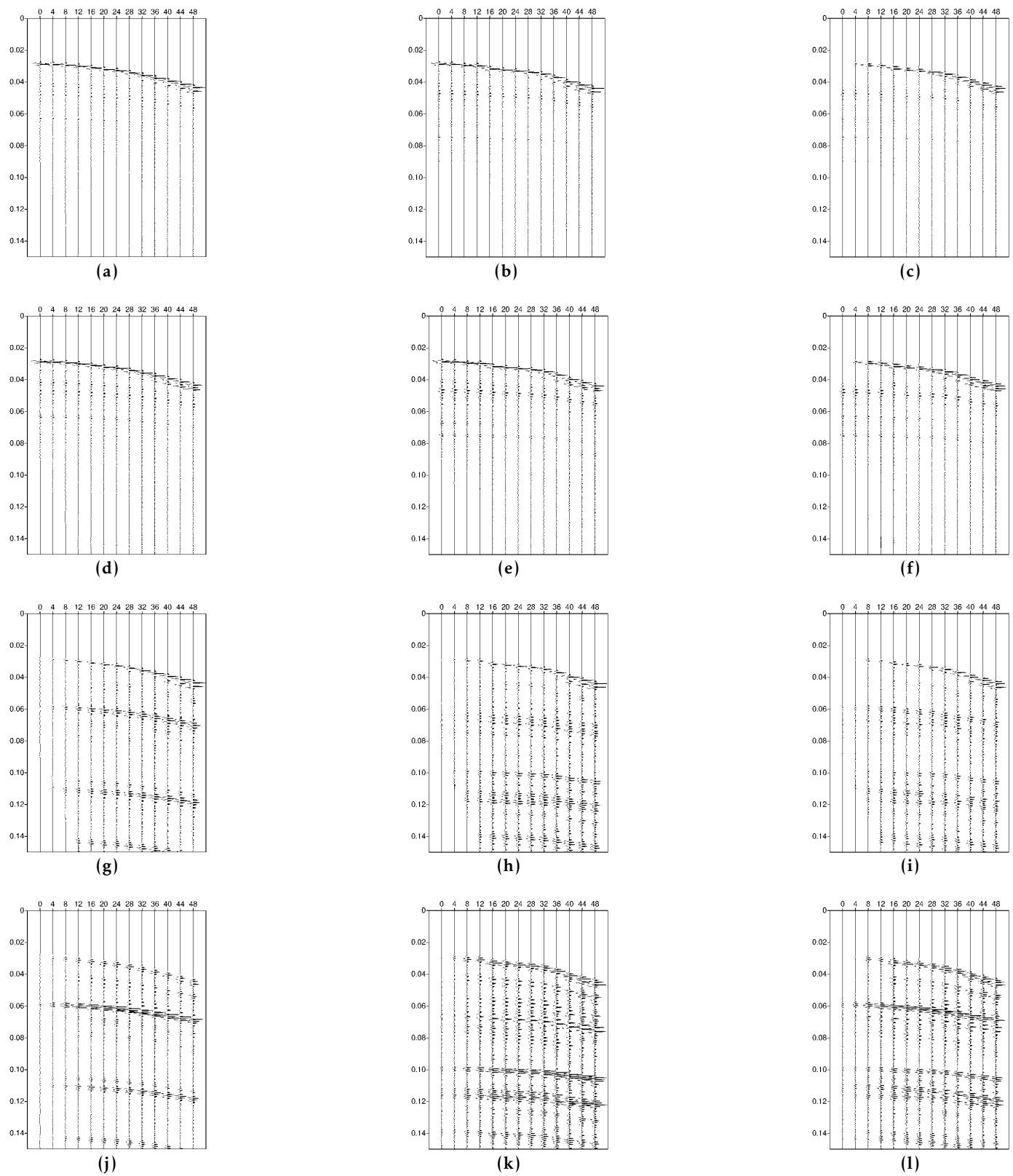


Figure A7. Wavefields for scenario 3 with adjusted positions. Legend is the same as for Figure A1.

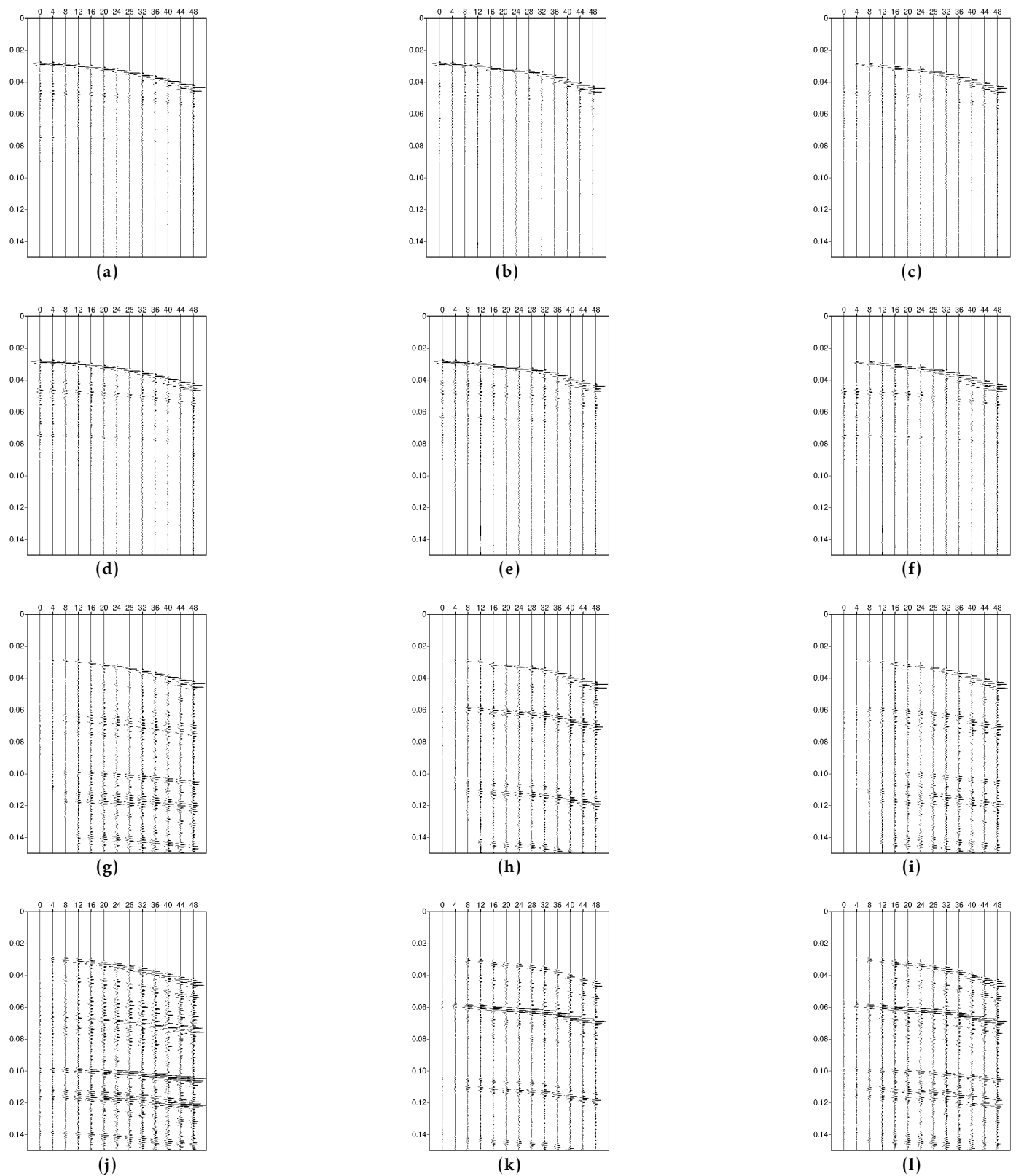


Figure A8. Wavefields for scenario 4 with adjusted positions. Legend is the same as for Figure A1.

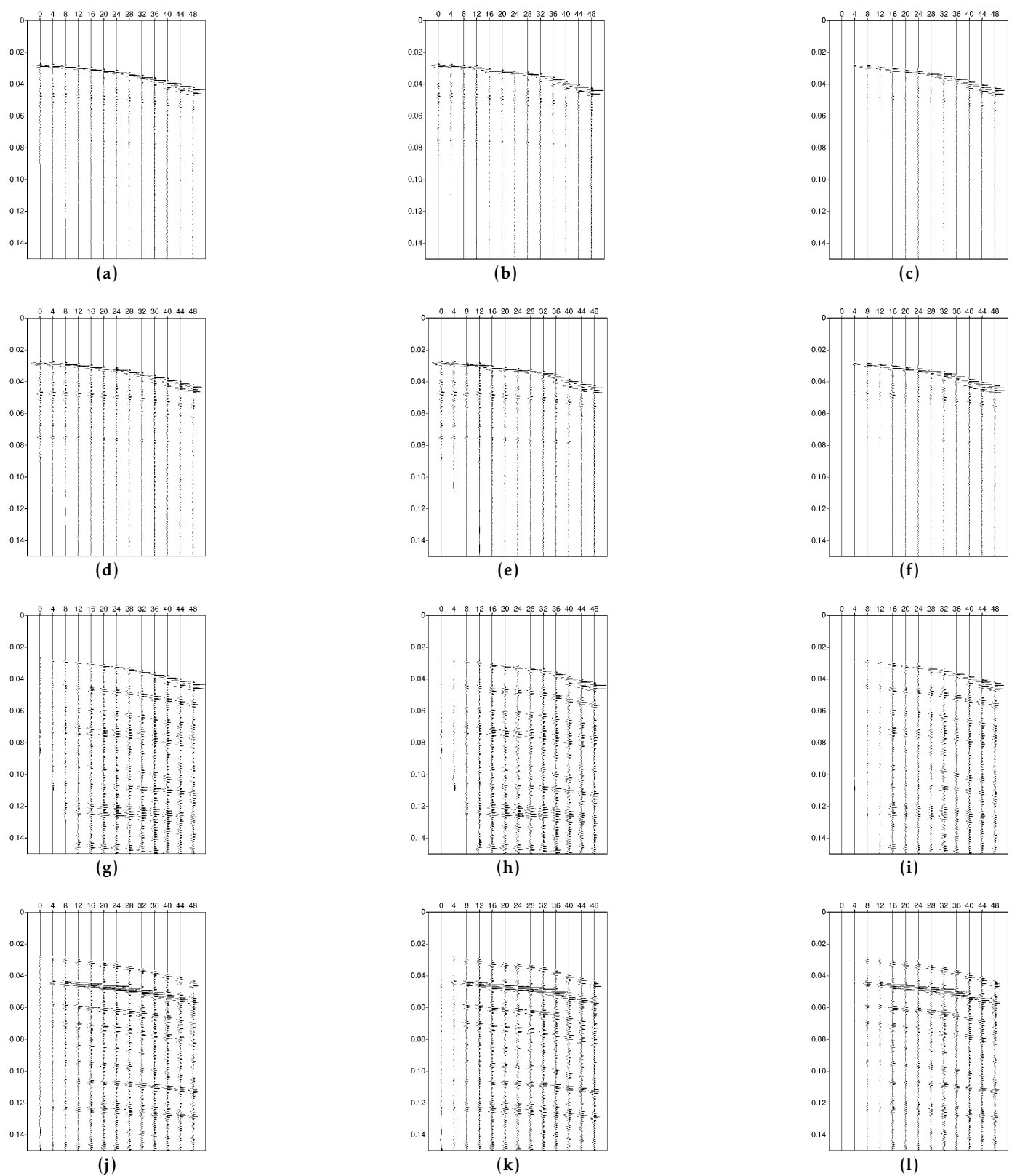


Figure A9. Wavefields for scenario 5 with adjusted positions. Legend is the same as for Figure A1.

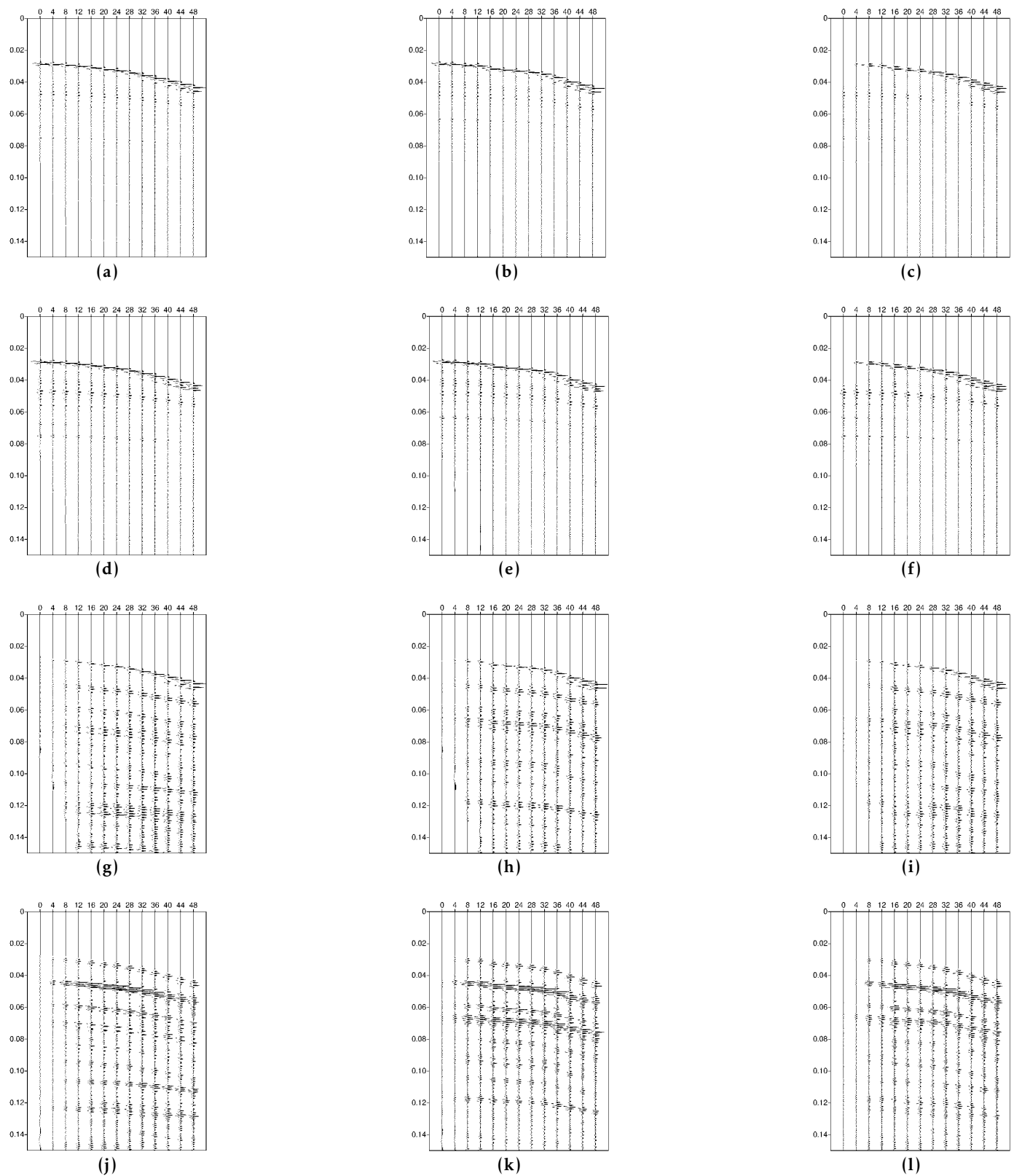


Figure A10. Wavefields for scenario 5 with adjusted positions. Legend is the same as for Figure A1.

References

- Bagriy, I. D., N. V. Maslun, U. Z. Naumenko, D. M. Bozhezha, and S. D. Zubal (2019), Geological-Structural-Thermo-Atmogeochemical Technology for Quick Prediction and Monitoring of Dangerous Geological Processes and Phenomena in the Territory of Ukraine, in *Geology and Mineral Resources of the World Ocean*, pp. 24–47, European Association of Geoscientists & Engineers, <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201903187>.
- Berryman, J. G. (1980), Long-wavelength propagation in composite elastic media i. spherical inclusions, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 68(6), 1809–1819, <https://doi.org/10.1121/1.385171>.
- Bohlen, T. (2002), Parallel 3-D viscoelastic finite difference seismic modelling, *Computers & Geosciences*, 28(8), 887–899, [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00006-7](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00006-7).
- Cohen, J. K., and J. W. Stockwell, Jr. (2002), *CWP/SU: Seismic Unix Release 36: a free package for seismic research and processing*, Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- Daigle, H., L. L. Worthington, S. P. S. Gulick, and H. J. A. Van Avendonk (2017), Rapid sedimentation and overpressure in shallow sediments of the Bering Trough, offshore southern Alaska, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(4), 2457–2477, <https://doi.org/10.1002/2016JB013759>.
- Dubinya, N., I. Bayuk, A. Hortov, K. Myatchin, A. Pirogova, and P. Shchuplov (2022), Prediction of Overpressure Zones in Marine Sediments Using Rock-Physics and Other Approaches, *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(8), 1127, <https://doi.org/10.3390/jmse10081127>.
- Dugan, B., and P. B. Flemings (2000), Overpressure and Fluid Flow in the New Jersey Continental Slope: Implications for Slope Failure and Cold Seeps, *Science*, 289(5477), 288–291, <https://doi.org/10.1126/science.289.5477.288>.
- Dugan, B., and J. T. Germaine (2008), Near-seafloor overpressure in the deepwater mississippi canyon, northern gulf of mexico, *Geophysical Research Letters*, 35(2), <https://doi.org/10.1029/2007GL032275>.
- Dugan, B., and T. C. Sheahan (2012), Offshore sediment overpressures of passive margins: Mechanisms, measurement, and models, *Reviews of Geophysics*, 50(3), <https://doi.org/10.1029/2011RG000379>.
- Dvorkin, J., M. Prasad, A. Sakai, and D. Lavoie (1999), Elasticity of marine sediments: Rock physics modeling, *Geophysical Research Letters*, 26(12), 1781–1784, <https://doi.org/10.1029/1999GL900332>.
- Fan, C., C. Xu, C. Li, A. Liu, H. Li, J. Hou, X. Zhang, B. Lu, and J. Li (2021), Identification and Prediction of Allo-Source Overpressure Caused by Vertical Transfer: Example from an HTHP Gas Reservoir in the Ledong Slope in the Yinggehai Basin, *Geofluids*, 2021, 1–20, <https://doi.org/10.1155/2021/6657539>.
- Finkbeiner, T., M. Zoback, P. Flemings, and B. Stump (2001), Stress, pore pressure, and dynamically constrained hydrocarbon columns in the South Eugene Island 330 field, northern Gulf of Mexico, *AAPG Bulletin*, 85(6), 1007–1031, <https://doi.org/10.1306/8626CA55-173B-11D7-8645000102C1865D>.
- Gassmann, F. (1951), Über die Elastizität Poröser Medien, *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, 96, 1–23.
- Grauls, D., and J. Baleix (1994), Role of overpressures and in situ stresses in fault-controlled hydrocarbon migration: a case study, *Marine and Petroleum Geology*, 11(6), 734–742, [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(94\)90026-4](https://doi.org/10.1016/0264-8172(94)90026-4).
- Hashin, Z., and S. Shtrikman (1963), A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials, *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11(2), 127–140, [https://doi.org/10.1016/0022-5096\(63\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0022-5096(63)90060-7).
- Lee, M. W. (2003), Elastic Properties of Overpressured and Unconsolidated Sediments, *U.S. Geological Survey Bulletin* 2214, pp. 1–10.
- Li, C., L. Zhan, and H. Lu (2022a), Mechanisms for Overpressure Development in Marine Sediments, *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(4), 490, <https://doi.org/10.3390/jmse10040490>.

- Li, C., L. Zhang, X. Luo, B. Wang, Y. Lei, M. Cheng, H. Luo, C. Wang, and L. Yu (2022b), Modeling of Overpressure Generation–Evolution of the Paleogene Source Rock and Implications for the Linnan Sag, Eastern China, *Frontiers in Earth Science*, 10, <https://doi.org/https://doi.org/10.3389/feart.2022.829322>.
- Liu, H., L. Zhan, and H. Lu (2022), Mechanisms for upward migration of methane in marine sediments, *Frontiers in Marine Science*, 9, <https://doi.org/https://doi.org/10.3389/fmars.2022.1031096>.
- Mavko, G., T. Mukerji, and J. Dvorkin (2020), *The Rock Physics Handbook*, 3rd ed., 220–308 pp., Cambridge University Press.
- Nifuku, K., Y. Kobayashi, Y. Araki, T. Ashida, and T. Taniwaki (2020), Overpressure evolution controlled by spatial and temporal changes in the sedimentation rate: Insights from a basin modelling study in offshore Suriname, *Basin Research*, 33(2), 1293–1314, <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/bre.12514>.
- Pirogova, A. S., S. A. Tikhotskii, M. Y. Tokarev, and A. V. Suchkova (2019), Estimation of Elastic Stress-Related Properties of Bottom Sediments via the Inversion of Very- and Ultra-High-Resolution Seismic Data, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 55(11), 1755–1765, <https://doi.org/https://doi.org/10.1134/S0001433819110124>.
- Saffer, D. M., E. A. Silver, A. T. Fisher, H. Tobin, and K. Moran (2000), Inferred pore pressures at the Costa Rica subduction zone: implications for dewatering processes, *Earth and Planetary Science Letters*, 177(3–4), 193–207, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00048-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00048-0).
- Schneider, J., P. B. Flemings, B. Dugan, H. Long, and J. T. Germaine (2009), Overpressure and consolidation near the seafloor of Brazos-Trinity Basin IV, northwest deepwater Gulf of Mexico, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B5), <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008JB005922>.
- Tikhotskiy, S., I. Bayuk, and N. Dubinya (2023), On the Possibility of Detecting Pore Pressure Changes in Marine Sediments Using Bottom Seismometer Data, *Journal of Marine Science and Engineering*, 11(9), 1803, <https://doi.org/https://doi.org/10.3390/jmse11091803>.
- Tingay, M. R., R. R. Hillis, R. E. Swarbrick, C. K. Morley, and A. R. Damit (2007), “Vertically transferred” overpressures in Brunei: Evidence for a new mechanism for the formation of high-magnitude overpressure, *Geology*, 35(11), 1023–1026, <https://doi.org/https://doi.org/10.1130/G23906A.1>.
- Tingay, M. R. P., R. R. Hillis, R. E. Swarbrick, C. K. Morley, and A. R. Damit (2009), Origin of overpressure and pore-pressure prediction in the baram province, brunei, *AAPG Bulletin*, 93(1), 51–74, <https://doi.org/https://doi.org/10.1306/08080808016>.
- Wangen, M. (2021), Models of overpressure build-up in shallow sediments by glacial deposition and glacial loading with respect to chimney formation, *Modeling Earth Systems and Environment*, 8(1), 1227–1242, <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s40808-020-01064-6>.
- Yin, X., S. Li, J. Yang, and Q. Zhang (2002), Correlations between Overpressure Fluid Activity and Fault System in Yinggehai Basin, *Acta Geoscientia Sinica*, 23(2), 141–146, <https://doi.org/https://doi.org/10.3321/j.issn:1006-3021.2002.02.008> (in Chinese).
- Zhang, Y., M. Person, V. Voller, D. Cohen, J. McIntosh, and R. Grapenthin (2018), Hydromechanical Impacts of Pleistocene Glaciations on Pore Fluid Pressure Evolution, Rock Failure, and Brine Migration Within Sedimentary Basins and the Crystalline Basement, *Water Resources Research*, 54(10), 7577–7602, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2017WR022464>.

РЕКРЕАЦИОННО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Х. Ш. Забураева^{*,1} , Ч. Ш. Забураев¹  и А. А. Шаипова^{1,2} 

¹Комплексный научно-исследовательский институт им. Х. И. Ибрагимова РАН, Грозный, Россия

²Грозненский государственный нефтяной технический университет им. академика

М. Д. Миллионщикова, Грозный, Россия

* **Контакт:** Хава Шахидовна Забураева, eveggne@mail.ru

В статье представлены результаты районирования территории Северо-Восточного Кавказа на основе анализа геоморфологических особенностей и их влияния на организацию рекреации. В работе использовался комплекс методов, включая системный, сравнительно-географический и картографический, а также полевые исследования и ГИС-технологии. Построение карт и статистическая обработка данных выполнялись с помощью программного комплекса ArcGis. Показана важная роль рельефа в рекреационной специализации исследуемой территории. Раскрыты особенности методологических подходов к рекреационным оценкам рельефа в трудах отечественных и зарубежных исследователей. В пределах Северо-Восточного Кавказа на основе анализа качественных и количественных характеристик рельефа с учетом геологических, палеогеографических и ландшафтных особенностей территории, выделены пять рекреационно-геоморфологических районов: равнинный, приморский, предгорный, внутригорный и высокогорный. В каждом из указанных районов обозначены туристско-рекреационные ресурсы и предпосылки, обуславливающие развитие определенных видов туристской специализации. В равнинном рекреационно-геоморфологическом районе наиболее востребованы научно-познавательный, лечебный, оздоровительный и этнокультурный туризм. Наряду с историко-культурным наследием в этом районе представлена современная архитектура, к примеру, ансамбль высотных зданий «Грозный-Сити» в Чеченской Республике. Приморский район выгодно отличается возможностями для морского туризма. Предгорный район характеризуется значительным ландшафтным разнообразием и наличием рекреационных ресурсов: фауно-флористических, культурно-исторических и др. К наиболее актуальным видам туризма отнесены: оздоровительный (терренкур, лесотерапия, фитотерапия, бальнеотерапия), спортивный (охотничий, рыболовный, конный спорт) и научно-познавательный. Для внутригорного и высокогорного районов характерен более сложный контрастный рельеф, поэтому к наиболее актуальным направлениям туризма здесь отнесены научно-познавательный, геологический, культурно-исторический, спортивный и экстремальный.

Ключевые слова: рельеф, геоморфологические условия, районирование, рекреация, туризм, рекреационно-геоморфологический район.

Цитирование: Забураева, Х. Ш., Ч. Ш. Забураев и А. А. Шаипова

Рекреационно-геоморфологическое районирование Северо-Восточного Кавказа // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES5009. — DOI: 10.2205/2024es000982 — EDN: JWGHDK

<https://elibrary.ru/jwghdk>

Получено: 26 сентября 2024 г.

Принято: 04 декабря 2024 г.

Опубликовано: 12 декабря 2024 г.

Введение

Вопросы территориальной организации туризма в контексте учета особенностей пространственных масштабов, геоморфологических, природно-климатических, геоэкологических, геополитических, социально-экономических факторов и условий с давних пор являются предметом научных дискуссий.

© 2024. Коллектив авторов.

Геоморфологическое районирование интерпретируется в качестве разновидности физико-географического районирования и предполагает деление территории на части (районы), отличающиеся характером рельефа и особенностями геоморфологических процессов, формирующихся в результате совместного действия различных агентов морфогенеза (геологическое строение, климат, почвенный и растительный покров, антропогенные факторы) [Кузьмин, 2021]. Геоморфологическое районирование осуществляется с учетом определенного набора свойств рельефа в зависимости от целей исследований.

Цель данной работы – районирование территории Северо-Восточного Кавказа на основе анализа геоморфологических особенностей и их влияния на организацию рекреации. Туристско-рекреационная отрасль в данном регионе значится в числе приоритетных стратегических направлений развития [Zaburaeva et al., 2023].

Северо-Восточный Кавказ с учетом его контактного местоположения выбран в качестве модельного объекта для исследования влияния геоморфологических особенностей горных регионов на организацию рекреации. Данный регион выделяется нами на основании предложенного Л. М. Корытным [Корытный, 2017] ландшафтно-бассейнового подхода, в бассейнах правых притоков р. Терек и целиком в речных бассейнах Самура и Сулака. В соответствии с нашим подходом природные рубежи захватывают на западе лишь незначительную часть Северной Осетии – Алании, поэтому к горным регионам Северо-Восточного Кавказа отнесены Чечня, Ингушетия и Дагестан.

Учитывая междисциплинарный характер и цель настоящего исследования уместно говорить о рекреационно-геоморфологическом районировании, которое по представлениям [Абдуллаева и Бредихин, 2018] отражает взаимосвязи между строением рельефа и функционированием рекреации. Изучению особенностей рельефа в контексте развития туризма и рекреации посвящено множество отечественных [Веденин и Мирошниченко, 1969; Гавриш, 2023; Мироненко, 1996; Мишурицкий и Бредихин, 2020] и зарубежных [Erdenejargal et al., 2021; Mäntymaa et al., 2021; Schirpke et al., 2018; Ziernicka-Wojtaszek and Malec, 2021] трудов.

В работах [Arora et al., 2020; Ruiz-Pedrosa et al., 2024] доказано, что геоморфозиты (объекты геоморфологического наследия) могут выступать в качестве важнейших туристических достопримечательностей и стимулировать социально-экономический рост туристской дестинации и на их основе разработаны геотуристические маршруты.

Геоморфологическое районирование и комплексные исследования рельефа проводятся и в целях создания геопарков, к примеру, в Грузии [Chichinadze, 2022]. Как подтверждают современные исследования, это актуально и для Северо-Восточного Кавказа [Караев и др., 2021].

Материалы и методика исследования

К настоящему времени разработано множество методик рекреационных оценок рельефа, отличающихся разнообразием подходов и набором показателей. Среди отечественных методик доминируют подходы, базирующиеся на применении определенных морфометрических показателей [Абдуллаева и Бредихин, 2018; Мардасова и Голядкина, 2020] и методы, предполагающие использование нечисловых критериев (полевые исследования) [Лось, 2017].

В зарубежных научных исследованиях наиболее часто встречаются методики оценки туристической привлекательности как на основе оценки эстетических свойств ландшафта, климатической комфортности [Hou et al., 2022], так и статистических методов анализа, выражающих аттрактивность отдельных компонентов ландшафта (рельеф, почвы, растительность и др.) [Vukoičić et al., 2022]. В работе [Bayrak and Teodorovych, 2020] предложена методика, рассчитанная как на оценку туристической привлекательности природных ресурсов (геоморфологические условия, количество геологических и геоморфологических объектов и др.), так и оценку туристической инфраструктуры, транспортной доступности и туристического рейтинга территории.

В данной работе анализировались показатели рельефа - абсолютная высота и крутизна склонов, в наибольшей степени влияющие на туристско-рекреационную специализацию. Они традиционно находят применение в качестве параметров для рекреационной оценки рельефа [Мардасова и Голядкина, 2020]. В работе использована цифровая модель рельефа FABDEM с разрешением 30 м на пиксель. Построение карт и статистическая обработка данных выполнялись с помощью программного комплекса ArcGis.

Геоморфологические условия исследовались с помощью комплекса методов, включая полевые исследования, системный, сравнительно-географический и картографический методы. При выделении районов преобладал морфологический принцип. Границы рекреационно-геоморфологических районов проводились с учетом выполненного ранее физико-географического районирования территории Республики Дагестан (РД) [Акаев и др., 1996] и Чеченской Республики (ЧР) [Головлёв, 2005]. В пределах ЧР и Республики Ингушетия (РИ) они уточнялись авторами на основе синтеза полученной карты цифровых моделей рельефа и геологической карты.

Результаты

Геоморфологические особенности территории Северо-Восточного Кавказа как основа рекреационного потенциала

Территория Северо-Восточного Кавказа (СВК) относится к орографическому комплексу Большого Кавказа, который является частью Крымско-Кавказской складчатой страны и характеризуется значительным разнообразием геоморфологических условий. Эндегенные и экзогенные факторы, одновременно проявляющиеся в пространстве и во времени, обусловили формирование современного морфоструктурного резко контрастного рельефа СВК со сводово-глыбовыми поднятиями в сочетании с предгорными и межгорными депрессиями и глубокими ущельями [Акаев и др., 1996; Головлёв, 2005; Доценко, 2021]. В работе [Атаев и Братков, 2015] исследованы классификационные единицы (классы) ландшафтов Дагестана. На СВК с севера на юг сменяют друг друга зоны полупустынь, степей, лесостепей, горных лесов, лугов и нивальная зона.

Анализ рельефа СВК и его гипсометрических характеристик с помощью цифровых моделей рельефа на основе данных дистанционного зондирования демонстрирует широкий диапазон высотных отметок: от отрицательных – до 3 тыс. м и выше. В соответствии со шкалой рекреационной оценки рельефа по В. Б. Нефедовой и Е. Д. Смирновой [Рекреационное использование территорий и охрана лесов, 1980], рельеф большей части исследуемой территории можно отнести к категориям «наилучший» и «хороший» для туристско-рекреационной деятельности. В ходе наших полевых исследований были подтверждены результаты, полученные с помощью ГИС-технологий. Районы с «наилучшим» и «хорошим» рельефом для развития туризма и рекреации характеризуются более высокой эстетической привлекательностью и наиболее благоприятными условиями для лечебно-оздоровительного, спортивного, экстремального и иных видов туризма (рис. 1, рис. 2).

Рекреационно-геоморфологические районы Северо-Восточного Кавказа

На основе анализа качественных и количественных характеристик рельефа, с учетом различий в геологическом строении, палеогеографических особенностей формирования территории и видов рекреационной деятельности в пределах СВК можно выделить пять рекреационно-геоморфологических районов (РГР).

Углы наклона поверхности, наряду с их гипсометрией, относятся к числу важнейших морфометрических параметров, оцениваемых в исследованиях рельефа для целей рекреации и туризма. Распределение выделенных нами рекреационно-геоморфологических районов по гипсометрическим отметкам и в зависимости от крутизны склонов показано на рис. 3 и в таблицах 1 и 2. Цифрами на карте обозначены рекреационно-геоморфологические районы: 1 - равнинный, 2- приморский, 3 - предгорный, 4 – внутригорный, 5 – высокогорный.



Рис. 1. Пример наилучшего рельефа: Шатойский район (Чеченская Республика), 2024 г.



Рис. 2. Пример неблагоприятного рельефа: Тарумовский район (Республика Дагестан), 2024 г.

Равнинный РГР занимает обширную территорию СВК (48,3%) в пределах Терско-Кумской низменности (рис. 4). Здесь доминируют следующие типы ландшафтов: полупустыни, дельты (лугово-болотно-степные) и степи. В геологическом отношении данный РГР преимущественно сложен четвертичными отложениями (глины, пески, галечники и суглинки) [Забураева и Краснов, 2015]. В пределах РД здесь отмечаются высоты до 100 м, а крутизна склонов до 2°. На западе данного района в пределах РИ и ЧР расположены Терский и Сунженский хребты с абсолютными высотами до 707 м и до 872 м, соответственно. Наиболее значимые туристско-рекреационные ресурсы: бальнеологические (лечебные воды, пелоиды) и культурно-исторические (памятники истории и культуры, музейные комплексы). Также здесь расположены особо охраняемые природные территории (ООПТ) и объекты (Дагестанский заповедник, заказники: Ногайский, Тарумовский, Хамаматюртовский, Степной, Парабочевский

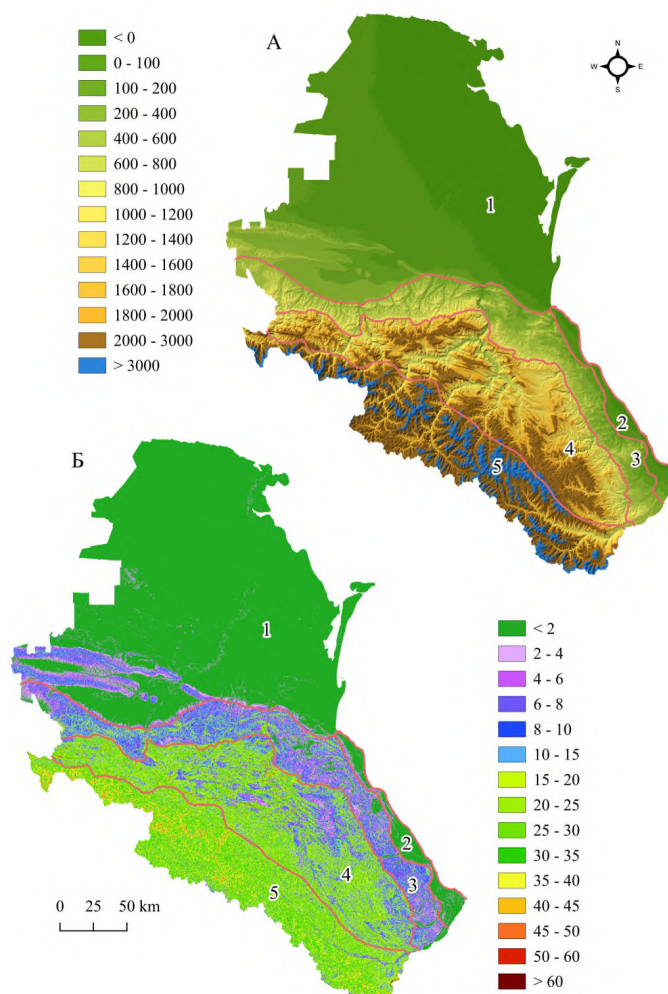


Рис. 3. Высотные отметки (А) и крутизна склонов (Б) в пределах рекреационно-геоморфологических районов Северо-Восточного Кавказа.

и др.). Возможная специализация: лечебный, оздоровительный, спортивный (водный, рыболовный), научно-познавательный и этнокультурный туризм.

Приморский РГР можно рассматривать в качестве продолжения равнинного побережья Каспийского моря, однако в геологической (генетической) классификации относится к складчатым структурам Кавказа. Занимает наименьшую площадь СВК (2,3%). Для этого района характерны высоты до 200 м, местами превышая данные отметки. Лишь около 4% этой территории характеризуется наличием склонов крутизной более 6°. Ландшафтную основу формируют морские террасы. Важнейшие туристско-рекреационные ресурсы: пляжно-морские (водные, уникальные береговые ландшафты), лечебно-оздоровительные (климатические, лечебные воды, пелоиды, фиторесурсы). Здесь функционирует наибольшее количество (около 70%) санаторно-курортных организаций СВК. В числе наиболее востребованных и развитых видов туризма: морской (пляжный, яхтинг, морской каякинг), лечебно-оздоровительный (талассотерапия, фитотерапия, бальнеотерапия, пелоидотерапия) и экстремальный (вейкбординг, гидрофлайт).

Для *предгорного РГР* типичен разновысотный рельеф с перепадами от 0–100 м до 1600–1800 м, а поверхности с уклоном более 15° составляют около 10%. Район занимает около 13% территории СВК и характеризуется значительным ландшафтным разнообразием (степи, лесостепи, горные леса и горные луга). Геологическую основу формируют, главным образом, отложения неогенового возраста (известняки, глины, песчаники, мергели и др.). Данный район охватывает значительную часть Лесистого

Таблица 1. Гипсометрические отметки рекреационно-геоморфологических районов Северо-Восточного Кавказа

Отметки высот, м	Приморский	Равнинный	Предгорный	Внутри- горный	Высоко- горный	Итого
Ниже 0	472	15 807	0	0	0	16 279
0–100	859	11 622	41	0	0	12 522
100–200	197	2343	569	0	0	3109
200–400	93	3143	2091	11	0	5338
400–600	1	692	2830	132	0	3655
600–800	0	99	2161	486	16	2762
800–1000	0	2	905	1008	53	1968
1000–1200	0	0	288	1537	129	1954
1200–1400	0	0	94	1870	232	2196
1400–1600	0	0	17	1931	387	2335
1600–1800	0	0	2	1895	597	2494
1800–2000	0	0	0	1854	823	2677
2000–3000	0	0	0	3639	6211	9850
Выше 3000	0	0	0	74	2453	2527
	1622	33 708	8998	14 437	10 901	69 666

Таблица 2. Крутизна склонов в пределах рекреационно-геоморфологических районов Северо-Восточного Кавказа

Уклон, в градусах	Приморский	Равнинный	Предгорный	Внутригорный	Высокогорный	Итого
0–2	1258	29719	613	77	21	31688
2–4	245	2059	1222	328	47	3901
4–6	43	711	1200	560	83	2597
6–8	24	449	1226	742	118	2559
8–10	22	321	1215	889	161	2608
10–15	24	376	2163	2614	659	5836
15–20	5	61	873	2778	1112	4829
20–25	1	8	305	2467	1596	4377
25–30	0	2	113	1882	2125	4122
30–35	0	1	44	1231	2539	3815
35–40	0	0	17	578	1797	2392
40–45	0	0	4	185	518	707
45–50	0	0	1	65	101	167
50–60	0	0	1	39	22	62
Более 60	0	0	0	4	2	6
	1622	33707	8997	14439	10901	69666

хребта (Черных гор). Наибольшую туристско-рекреационную ценность представляют фауно-флористические и культурно-исторические ресурсы. Виды туризма, актуальные для данного РГР: оздоровительный (терренкур, лесотерапия, фитотерапия, бальнеотерапия), спортивный (охотничий, рыболовный, конный спорт), научно-познавательный и др.

Внутригорный РГР занимает около 1/5 территории СВК преимущественно в интервале высот от 200–400 до 3000 м и выше. Для него характерны следующие ландшафтные зоны: горных степей, горных лесов и горных лугов.

В пределах *внутригорного РГР* доминируют высоты от 800 до 3000 м и склоны крутизной 10–35°. В геологическом плане территория района сложена отложениями

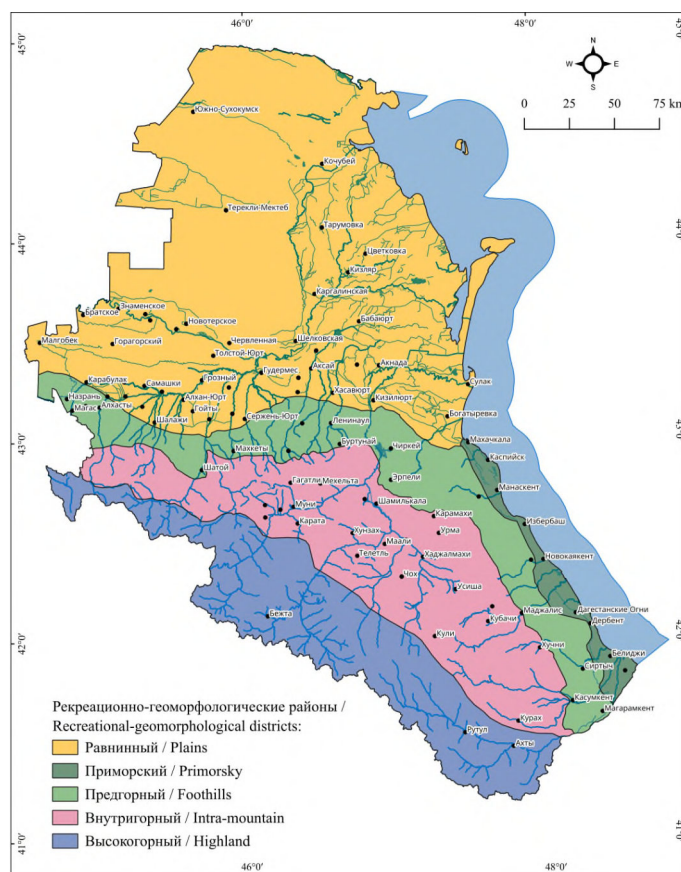


Рис. 4. Рекреационно-геоморфологическое районирование Северо-Восточного Кавказа

мелового (известняки, песчаники, доломиты, мергели, глины) и юрского (известняки, песчаники и др.) возрастов. Сложный характер рельефа внутригорного РГР, а также эстетика горных ландшафтов, наличие горных рек, озер и других объектов создают множество предпосылок для развития как научно-познавательного, геологического, культурно-исторического, так спортивного и приключенческого туризма различных категорий сложности (спелеотуризм, фотоохота, рафтинг, горнолыжный и др.).

Высокогорный РГР занимает южную часть РИ, ЧР и РД в пределах горных лесов и горных лугов. Здесь проходит государственная граница нашей страны. Характерный интервал высот от 600–800 до 3000 м и выше. Рельеф сформирован преимущественно отложениями юрского периода (глинистые сланцы, песчаники, известняки, доломиты). Здесь расположено множество хребтов (Снеговой, Богосский, Кириоти, Дюльтыдаг и др.), отдельные вершины которых возвышаются более чем на 4 тыс. м н.у.м. (Диклосмта, Тебулосмта, Базардюзю, Бишиней, Боданай, Шалбуздаг и др.) [Атаев, 2012; Головлёв, 2005]. Данный район характеризуется более сложными условиями для туризма и рекреации. Основная его территория труднодоступна. Высокогорный РГР подходит преимущественно для сложных, требующих специальной подготовки и опыта, туристических походов. Перспективные виды туризма: геологический, спортивный (походный, горнолыжный, спелеотуризм), экстремальный (альпинизм).

Геологические и геоморфологические объекты, как правило, обладают особыми психолого-эстетическими и инженерно-геологическими свойствами [Lima et al., 2023]. В горной зоне СВК сосредоточено немало таких объектов, что создает предпосылки для сопряженного развития геологического туризма с другими направлениями экотуризма [Забураева и др., 2023]. Некоторыми исследователями они интерпретируются в качестве основного ресурса не только для геотуристической, но и геобразовательной деятельности [Kubalíková et al., 2020].

Заключение

Результаты исследования подтверждают, что рельеф играет ведущую роль в рекреационной специализации исследуемой территории и выступает основой для формирования рекреационных систем. Вовлеченность рельефа в туристско-рекреационную деятельность проявляется по-разному – от зрительного восприятия, позволяющего удовлетворять психологические потребности туристов, до организации оздоровительных, спортивных и иных туристско-рекреационных занятий.

На основе анализа рельефа и его гипсометрических характеристик с учетом геологических, палеогеографических, ландшафтных особенностей территории Северо-Восточного Кавказа выделены пять рекреационно-геоморфологических районов. Данные районы характеризуются определенным набором туристско-рекреационных ресурсов и различной туристской специализацией – от научно-познавательного и этнокультурного туризма в равнинном, пляжного и водного – в приморском, до геологического, спортивно-оздоровительного и экстремального в предгорном, внутригорном и высокогорном рекреационно-геоморфологических районах.

В настоящее время в равнинном рекреационно-геоморфологическом районе наиболее востребованы научно-познавательный, лечебный, оздоровительный и этнокультурный туризм. Наряду с историко-культурным наследием здесь представлена современная архитектура. Приморский район выделяется уникальным сочетанием пляжно-рекреационных ресурсов и морских ландшафтов. В этом районе представлены разнообразные виды морского туризма. Однако решение ряда проблем (низкий уровень развития туристско-рекреационной и транспортной инфраструктуры, строительной базы, слабое внедрение инновационно-технологических решений и др.) позволит значительно расширить спектр оказываемых туристско-рекреационных услуг и вывести морской туризм на совершенно другой уровень развития. В предгорном районе, несмотря на значительный туристско-рекреационный потенциал, наиболее востребованными видами отдыха остаются оздоровительный (туры «выходного дня» и др.) и спортивный (рыболовный, охотничий и др.).

Территория внутригорного и высокогорного районов характеризуется более сложным контрастным рельефом, поэтому зачастую используется для сложных, требующих специальной подготовки и опыта, туристских походов. Наиболее актуальные направления туризма: научно-познавательный, геологический, культурно-исторический, спортивный и экстремальный.

Для более эффективного развития туристско-рекреационного комплекса горных территорий, наряду с научными исследованиями геоморфологического наследия и оценкой геотуристического потенциала важная роль отводится его продвижению (реклама), что подтверждают ряд исследований [Bosson and Reynard, 2012; Uncu and Karakoca, 2019]. В регионах СВК эта проблема зачастую осложняется и негативным имиджем, формируемым средствами массовой информации. В числе других слабых сторон и угроз – подверженность исследуемой территории экзогеодинамическим процессам (водная эрозия, лавины, оползни, сели, высокая сейсмичность и др.) [Забураева и Краснов, 2015], которые следует учитывать в их развитии [Бабешко и др., 2024].

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №23-17-00218 «Экологический туризм и рекреационное природопользование на Северо-Восточном Кавказе»).

Список литературы

- Абдуллаева И. В., Бредихин А. В. Рекреационно-геоморфологическое районирование Юго-Восточной Балтики // Проблемы региональной экологии. — 2018. — № 2. — С. 119–123. — DOI: [10.24411/1728-323X-2018-12119](https://doi.org/10.24411/1728-323X-2018-12119).
- Акаев Б. А., Атаев З. В., Гаджиева З. Х. и др. Физическая география Дагестана: учебное пособие для студентов. — Москва : Школа, 1996.
- Атаев З. В. Орография высокогорий Восточного Кавказа // Географический вестник. — 2012. — 2(11). — С. 4–9.

- Атаев З. В., Братков В. В. Рельеф как фактор пространственной дифференциации и селитебной освоенности ландшафтов Дагестана // Приоритетные направления развития науки и образования. — 2015. — 4(7). — С. 21–24.
- Бабешко В. А., Евдокимова О. В., Бабешко О. М. и др. О предвестнике землетрясения в сейсмоопасной горной территории // Геология и геофизика Юга России. — 2024. — Т. 14, № 2. — DOI: [10.46698/vnc.2024.21.47.003](https://doi.org/10.46698/vnc.2024.21.47.003).
- Веденин Ю. А., Мирошниченко Н. Н. Оценка природных условий для организации отдыха // Известия АН СССР. Серия географическая. — 1969. — № 4. — С. 51–60.
- Гаврик А. В. Рельеф Ленинградской области как основа рекреационного природопользования // Международный журнал гуманитарных и естественных наук. — 2023. — Т. 4–3, № 79. — С. 33–38. — DOI: [10.24412/2500-1000-2023-4-3-33-38](https://doi.org/10.24412/2500-1000-2023-4-3-33-38).
- Головлёв А. А. Картограмма физико-географического районирования территории Горной Чечни // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. — 2005. — № 4. — С. 42–47.
- Доценко В. В. Геоморфология Северо-Юрской депрессии в пределах Чеченской Республики и сопредельных территорий // Грозненский естественнонаучный бюллетень. — 2021. — Т. 6, № 1. — С. 17–40. — DOI: [10.25744/genb.2021.23.1.003](https://doi.org/10.25744/genb.2021.23.1.003).
- Забураева Х. Ш., Забураев Ч. Ш., Седиева М. Б. Геологический и этнокультурный туризм: перспективы сопряженного развития на Северо-Восточном Кавказе // Геология и геофизика Юга России. — 2023. — Т. 13, № 2. — С. 149–160. — DOI: [10.46698/vnc.2023.14.67.012](https://doi.org/10.46698/vnc.2023.14.67.012).
- Забураева Х. Ш., Краснов Е. В. Эколого-геоморфологические системы Северо-Восточного Кавказа и их типология // Геоморфология. — 2015. — № 1. — С. 41–47.
- Караев Ю. И., Васьков И. М., Гуня А. Н. и др. Глобальные геопарки ЮНЕСКО в вопросах устойчивого развития горных территорий (Северный Кавказ, Чеченская Республика) // Вестник Комплексного научно-исследовательского института им. Х. И. Ибрагимова РАН. — 2021. — Т. 3, № 7. — С. 66–76. — DOI: [10.34824/VKNIIRAN.2021.7.3.008](https://doi.org/10.34824/VKNIIRAN.2021.7.3.008).
- Корытный Л. М. Бассейновая концепция: от гидрологии к природопользованию // География и природные ресурсы. — 2017. — № 2. — С. 5–16. — DOI: [10.21782/GIPR0206-1619-2017-2\(5-16\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2017-2(5-16)).
- Кузьмин С. Б. Виды и задачи геоморфологического районирования // Геоморфология. — 2021. — Т. 52, № 1. — С. 61–74. — DOI: [10.31857/S0435428121010077](https://doi.org/10.31857/S0435428121010077).
- Лось М. А. Оценка рельефа Тюменско-Тобольского туристско-рекреационного каркаса в целях развития туризма // Географический вестник. — 2017. — 4(43). — С. 161–169. — DOI: [10.17072/2079-7877-2017-4-161-169](https://doi.org/10.17072/2079-7877-2017-4-161-169).
- Мардасова Е. В., Голядкина Е. И. Оценка рельефа Чарышского района Алтайского края для целей развития туристско-рекреационной деятельности // География и природопользование Сибири. — 2020. — № 27. — С. 140–149.
- Мироненко Н. С. Оценка рекреационного потенциала Севера России. — Смоленск : Маджента, 1996.
- Мишурицкий Д. В., Бредихин А. В. Рекреационно-геоморфологическое информационное обеспечение туристической деятельности // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2020. — № 4. — С. 42–50.
- Рекреационное использование территорий и охрана лесов / под ред. В. Б. Нефедовой, Е. Д. Смирновой и др. — Москва : Лесная промышленность, 1980.
- Arora K., Rajput S., Anand R. R. Geomorphosites assessment for the development of scientific geo-tourism in North and Middle Andaman's, India // GeoJournal of Tourism and Geosites. — 2020. — Vol. 32, no. 4. — P. 1244–1251. — DOI: [10.30892/gtg.32408-564](https://doi.org/10.30892/gtg.32408-564).
- Bayrak G. R., Teodorovych L. V. Geological and geomorphological objects of the Ukrainian Carpathians' Beskid Mountains and their tourist attractiveness // Journal of Geology, Geography and Geocology. — 2020. — Vol. 29, no. 1. — P. 16–29. — DOI: [10.15421/112002](https://doi.org/10.15421/112002).
- Bosson J.-B., Reynard E. Geomorphological heritage, conservation and promotion in high-alpine protected areas // Journal on Protected Mountain Areas Research. — 2012. — Vol. 4, no. 1. — P. 13–22. — DOI: [10.1553/eco.mont-4-1s13](https://doi.org/10.1553/eco.mont-4-1s13).
- Chichinadze T. Geomorphological Zoning of Racha Region for Geopark Planning // Open Journal of Geology. — 2022. — Vol. 12, no. 03. — P. 179–187. — DOI: [10.4236/ojg.2022.123009](https://doi.org/10.4236/ojg.2022.123009).
- Erdenejargal N., Dorjsuren B., Choijinjav L., et al. Evaluation of the Natural Landscape Aesthetic: a Case Study of Uvs Province, Mongolia // Polish Journal of Environmental Studies. — 2021. — Vol. 30, no. 5. — P. 4497–4509. — DOI: [10.15244/pjoes/132788](https://doi.org/10.15244/pjoes/132788).
- Hou Y., Zhao W., Hua T., et al. Mapping and assessment of recreation services in Qinghai-Tibet Plateau // Science of The Total Environment. — 2022. — Vol. 838. — P. 156432. — DOI: [10.1016/j.scitotenv.2022.156432](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.156432).

- Kubalíková L., Kirchner K., Bajer A. Geomorphological Resources for Geoeducation and Geotourism // Global Geographical Heritage, Geoparks and Geotourism. — Springer Singapore, 2020. — P. 343–358. — DOI: [10.1007/978-981-15-4956-4_18](https://doi.org/10.1007/978-981-15-4956-4_18).
- Lima B., Silva C., Martins P., *et al.* Visual quality of the landscape: the tourist attractiveness of Serra do Amolar, Pantanal, Brazil // Journal of Tourism and Heritage Research. — 2023. — Vol. 6, no. 4. — P. 81–95.
- Mäntymaa E., Tyrväinen L., Juutinen A., *et al.* Importance of forest landscape quality for companies operating in nature tourism areas // Land Use Policy. — 2021. — Vol. 107. — P. 104095. — DOI: [10.1016/j.landusepol.2019.104095](https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2019.104095).
- Ruiz-Pedrosa R. M., González-Amuchástegui M. J., Serrano E. Geomorphosites as Geotouristic Resources: Assessment of Geomorphological Heritage for Local Development in the Río Lobos Natural Park // Land. — 2024. — Vol. 13, no. 2. — P. 128. — DOI: [10.3390/land13020128](https://doi.org/10.3390/land13020128).
- Schirpke U., Meisch C., Marsoner T., *et al.* Revealing spatial and temporal patterns of outdoor recreation in the European Alps and their surroundings // Ecosystem Services. — 2018. — Vol. 31. — P. 336–350. — DOI: [10.1016/j.ecoser.2017.11.017](https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2017.11.017).
- Uncu L., Karakoca E. Evaluating the Geomorphological Features and Geotourism Potentials of Harmankaya Canyon (Bilecik, Turkey) // Journal of Tourism and Hospitality Management. — 2019. — Vol. 7, no. 1. — DOI: [10.17265/2328-2169/2019.01.001](https://doi.org/10.17265/2328-2169/2019.01.001).
- Vukoičić D., Ristić D., Milinčić U., *et al.* Assessment of the Attractiveness of Natural Resources and Landscapes of the Kopaonik National Park (Serbia): Framework and Importance for Tourism Development // Polish Journal of Environmental Studies. — 2022. — Vol. 32, no. 1. — P. 281–295. — DOI: [10.15244/pjoes/152378](https://doi.org/10.15244/pjoes/152378).
- Zaburaeva K., Zaburaev C., Sedieva M., *et al.* Ecological Tourism in the Mountainous Regions of Russia: Essence and Development Prospects // Russian Journal of Earth Sciences. — 2023. — P. 1–10. — DOI: [10.2205/2023ES000867](https://doi.org/10.2205/2023ES000867).
- Ziernicka-Wojtaszek A., Malec M. Evaluating Local Attractiveness for Tourism and Recreation-A Case Study of the Communes in Brzeski County, Poland // Land. — 2021. — Vol. 11, no. 1. — P. 39. — DOI: [10.3390/land11010039](https://doi.org/10.3390/land11010039).

RECREATIONAL-GEOMORPHOLOGICAL ZONING OF THE NORTH-EASTERN CAUCASUS

Kh. Sh. Zaburaeva^{**1}, Ch. Sh. Zaburaev¹, and A. A. Shaipova^{1,2}

¹Kh. Ibragimov Complex Institute of the Russian Academy of Sciences, Grozny, Russia

²Millionshchikov Grozny State Oil Technical University, Grozny, Russia

****Correspondence to:** Khava Zaburaeva, eveggne@mail.ru.

The article presents the results of zoning of the territory of the North-Eastern Caucasus based on the analysis of geomorphological features and their influence on the organization of recreation. The following methods were used in this work: systematic, comparative-geographical and cartographic, as well as field studies and GIS-technologies. Map construction and statistical data processing were performed using ArcGis software package. The important role of relief in recreational specialization of the study area is shown. The features of methodological approaches to recreational assessments of relief in the works of domestic and foreign researchers are revealed. On the territory of the North-Eastern Caucasus on the basis of the analysis of qualitative and quantitative characteristics of relief taking into account the geological, paleogeographical and landscape features of the territory, five recreational-geomorphological districts were identified: plains, primorsky, foothills, intra-mountain and highland. In each of the indicated districts the tourism and recreational resources and prerequisites determining the development of certain types of tourist specialization are shown. In the plain recreational-geomorphologic district the most demanded are scientific-cognitive, therapeutic, health-improving and ethno-cultural tourism. Alongside the historical and cultural heritage, the area has modern architecture, such as the Grozny-City high-rise building ensemble in the Chechen Republic. Primorsky district is favorably distinguished by opportunities for sea tourism. The foothill district is characterized by significant landscape diversity and the presence of recreational resources: fauna and flora, cultural and historical, etc. The most relevant types of tourism include: health-improving (terrenekur, forest therapy, phytotherapy, balneotherapy), sports (hunting, fishing, equestrian sports) and scientific-cognitive tourism. Intra-mountainous and highland areas are characterized by more complex contrasting relief, so the most relevant areas of tourism here include scientific-cognitive, geological, cultural-historical, sports and extreme tourism.

Keywords: relief, geomorphological conditions, zoning, recreation, tourism, recreational-geomorphological district.

Citation: Zaburaeva, Kh. Sh., Ch. Sh. Zaburaev, and A. A. Shaipova (2024), Recreational-Geomorphological Zoning of the North-Eastern Caucasus, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5009, <https://doi.org/10.2205/2024ES000982>, EDN: JWGHDK

Received: 26 September 2024

Accepted: 4 December 2024

Published: 12 December 2024

© 2024. The Authors.

References

- Abdullaeva I. V., Bredikhin A. V. Recreational-geomorphological zoning of the South-Eastern Baltic Coast // Problems of regional ecology. — 2018. — No. 2. — P. 119–123. — DOI: [10.24411/1728-323X-2018-12119](https://doi.org/10.24411/1728-323X-2018-12119).
- Akaev B. A., Ataev Z. V., Gadzhieva Z. K., *et al.* Physical geography of Dagestan: a textbook for students. — Moscow : Shkola, 1996.
- Arora K., Rajput S., Anand R. R. Geomorphosites assessment for the development of scientific geo-tourism in North and Middle Andaman's, India // GeoJournal of Tourism and Geosites. — 2020. — Vol. 32, no. 4. — P. 1244–1251. — DOI: [10.30892/gtg.32408-564](https://doi.org/10.30892/gtg.32408-564).
- Ataev Z. V. Orography of Eastern Caucasian high mountains // Geographical bulletin. — 2012. — 2(11). — P. 4–9.

- Ataev Z. V., Bratkov V. V. Relief as a factor of spatial differentiation and settlement development of landscapes of Dagestan // Priority directions of science and education development. — 2015. — 4(7). — P. 21–24.
- Babeshko V. A., V.Evdokimova O., Babeshko O. M., *et al.* About earthquake precursors in an earthquake-prone mountainous area // Geology and Geophysics of Russian South. — 2024. — Vol. 14, no. 2. — DOI: [10.46698/vnc.2024.21.47.003](https://doi.org/10.46698/vnc.2024.21.47.003).
- Bayrak G. R., Teodorovych L. V. Geological and geomorphological objects of the Ukrainian Carpathians' Beskid Mountains and their tourist attractiveness // Journal of Geology, Geography and Geoecology. — 2020. — Vol. 29, no. 1. — P. 16–29. — DOI: [10.15421/112002](https://doi.org/10.15421/112002).
- Bosson J.-B., Reynard E. Geomorphological heritage, conservation and promotion in high-alpine protected areas // Journal on Protected Mountain Areas Research. — 2012. — Vol. 4, no. 1. — P. 13–22. — DOI: [10.1553/eco.mont-4-1s13](https://doi.org/10.1553/eco.mont-4-1s13).
- Chichinadze T. Geomorphological Zoning of Racha Region for Geopark Planning // Open Journal of Geology. — 2022. — Vol. 12, no. 03. — P. 179–187. — DOI: [10.4236/ojg.2022.123009](https://doi.org/10.4236/ojg.2022.123009).
- Dotsenko V. V. Geomorphology of North Yursk depression within the Chechen Republic and adjacent territories // Grozny Natural Science Bulletin. — 2021. — Vol. 6, no. 1. — P. 17–40. — DOI: [10.25744/genb.2021.23.1.003](https://doi.org/10.25744/genb.2021.23.1.003).
- Erdenejargal N., Dorjsuren B., Choijinjav L., *et al.* Evaluation of the Natural Landscape Aesthetic: a Case Study of Uvs Province, Mongolia // Polish Journal of Environmental Studies. — 2021. — Vol. 30, no. 5. — P. 4497–4509. — DOI: [10.15244/pjoes/132788](https://doi.org/10.15244/pjoes/132788).
- Gavrik A. V. Relief of the Leningrad region as a basis for recreational nature management // International journal of humanities and natural sciences. — 2023. — Vol. 4-3, no. 79. — P. 33–38. — DOI: [10.24412/2500-1000-2023-4-3-33-38](https://doi.org/10.24412/2500-1000-2023-4-3-33-38).
- Golovlev A. A. Map of the physical-geographical zoning of the territory of Mountainous Chechnya // Bulletin of Higher Educational Institutions. North Caucasus Region. Natural Science. — 2005. — No. 4. — P. 42–47.
- Hou Y., Zhao W., Hua T., *et al.* Mapping and assessment of recreation services in Qinghai-Tibet Plateau // Science of The Total Environment. — 2022. — Vol. 838. — P. 156432. — DOI: [10.1016/j.scitotenv.2022.156432](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.156432).
- Karaev Y. I., Vaskov I. M., Gunya A. N., *et al.* UNESCO Global Geoparks for sustainable development of mountain territories (North Caucasus, Chechen Republic) // Bulletin of the KNII RAS. — 2021. — Vol. 3, no. 7. — P. 66–76. — DOI: [10.34824/VKNIIRAN.2021.7.3.008](https://doi.org/10.34824/VKNIIRAN.2021.7.3.008).
- Korytny L. M. The basin concept: From hydrology to nature management // Geography and Natural Resources. — 2017. — Vol. 38, no. 2. — P. 111–121. — DOI: [10.1134/S1875372817020019](https://doi.org/10.1134/S1875372817020019).
- Kubalíková L., Kirchner K., Bajer A. Geomorphological Resources for Geoeducation and Geotourism // Global Geographical Heritage, Geoparks and Geotourism. — Springer Singapore, 2020. — P. 343–358. — DOI: [10.1007/978-981-15-4956-4_18](https://doi.org/10.1007/978-981-15-4956-4_18).
- Kuzmin S. B. Types and objectives of geomorphological zoning // Geomorphology. — 2021. — Vol. 52, no. 1. — P. 61–74. — DOI: [10.31857/S0435428121010077](https://doi.org/10.31857/S0435428121010077).
- Lima B., Silva C., Martins P., *et al.* Visual quality of the landscape: the tourist attractiveness of Serra do Amolar, Pantanal, Brazil // Journal of Tourism and Heritage Research. — 2023. — Vol. 6, no. 4. — P. 81–95.
- Los M. A. Assessment of the relief of the Tyumen and Tobolsk tourist and recreational framework for tourism development // Geographical bulletin. — 2017. — 4(43). — P. 161–169. — DOI: [10.17072/2079-7877-2017-4-161-169](https://doi.org/10.17072/2079-7877-2017-4-161-169).
- Mäntymaa E., Tyrväinen L., Juutinen A., *et al.* Importance of forest landscape quality for companies operating in nature tourism areas // Land Use Policy. — 2021. — Vol. 107. — P. 104095. — DOI: [10.1016/j.landusepol.2019.104095](https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2019.104095).
- Mardasova E. V., Golyadkina E. I. Assessment of the Charyshsky district relief of the Altay Krai for the purposes of tourist and recreational activities development // Geography and nature management of Siberia. — 2020. — No. 27. — P. 140–149.
- Mironenko N. S. Assessment of recreational potential of the North of Russia. — Smolensk : Madzhenta, 1996.
- Mishurinskij D. V., Bredikhin A. V. Recreational-geomorphological information support of tourist activities // Moscow University Bulletin. Series 5, Geography. — 2020. — No. 4. — P. 42–50.
- Recreational use of territories and forest protection / ed. by V. B. Nefedova, E. D. Smirnova, *et al.* — Moscow : Forest industry, 1980.
- Ruiz-Pedrosa R. M., González-Amuchástegui M. J., Serrano E. Geomorphosites as Geotouristic Resources: Assessment of Geomorphological Heritage for Local Development in the Río Lobos Natural Park // Land. — 2024. — Vol. 13, no. 2. — P. 128. — DOI: [10.3390/land13020128](https://doi.org/10.3390/land13020128).
- Schirpke U., Meisch C., Marsoner T., *et al.* Revealing spatial and temporal patterns of outdoor recreation in the European Alps and their surroundings // Ecosystem Services. — 2018. — Vol. 31. — P. 336–350. — DOI: [10.1016/j.ecoser.2017.11.017](https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2017.11.017).

- Uncu L., Karakoca E. Evaluating the Geomorphological Features and Geotourism Potentials of Harmankaya Canyon (Bilecik, Turkey) // Journal of Tourism and Hospitality Management. — 2019. — Vol. 7, no. 1. — DOI: [10.17265/2328-2169/2019.01.001](https://doi.org/10.17265/2328-2169/2019.01.001).
- Vedenin Y. A., Miroshnichenko N. N. Assessment of natural conditions for recreation // Bulletin of the Academy of Sciences of the USSR. Geographical Series. — 1969. — No. 4. — P. 51–60.
- Vukoičić D., Ristić D., Milinčić U., *et al.* Assessment of the Attractiveness of Natural Resources and Landscapes of the Kopaonik National Park (Serbia): Framework and Importance for Tourism Development // Polish Journal of Environmental Studies. — 2022. — Vol. 32, no. 1. — P. 281–295. — DOI: [10.15244/pjoes/152378](https://doi.org/10.15244/pjoes/152378).
- Zaburaeva K. S., Krasnov E. V. Ecologic-geomorphologic systems of the North-Eastern Caucasus and their typology // Geomorphology. — 2015. — No. 1. — P. 41–47.
- Zaburaeva K. S., Zaburaev C., Sedieva M. Geological and ethnocultural tourism: prospects for interrelated development in the North-Eastern Caucasus // Geology and Geophysics of Russian South. — 2023a. — No. 2. — DOI: [10.46698/vnc.2023.14.67.012](https://doi.org/10.46698/vnc.2023.14.67.012).
- Zaburaeva K. S., Zaburaev C., Sedieva M., *et al.* Ecological Tourism in the Mountainous Regions of Russia: Essence and Development Prospects // Russian Journal of Earth Sciences. — 2023b. — P. 1–10. — DOI: [10.2205/2023ES000867](https://doi.org/10.2205/2023ES000867).
- Ziernicka-Wojtaszek A., Malec M. Evaluating Local Attractiveness for Tourism and Recreation-A Case Study of the Communes in Brzeski County, Poland // Land. — 2021. — Vol. 11, no. 1. — P. 39. — DOI: [10.3390/land11010039](https://doi.org/10.3390/land11010039).

THE USE OF LANDSAT 8 IN DETECTING POTENTIAL MINERAL ZONES IN WEST NUSA TENGGARA, INDONESIA

U. A. Said^{*1} , R. A. Bantan¹ , A. A. Mannaa¹ , and Y. Taufiq²

¹Department of Marine Geology, Faculty of Marine Sciences, King AbdulAziz University, Jeddah, Saudi Arabia

²PT. Sumbawa Timur Mining, Jakarta, Indonesia

* **Correspondence to:** Umar Abdulrahim Said, usaid@stu.kau.edu.sa

Abstract: The remote sensing analysis within the Hu'u District area is known to face a challenge with dense vegetation. The problem affects the accurate reading of spectral reflectance from satellites, influencing the differentiation between potential mineral zones and vegetation. Therefore, this study aims to carry out a remote sensing analysis of densely vegetated areas to differentiate minerals from vegetation and obtain potential mineral zones. The combination band ratios and principal component analysis (PCA) methods are used to acquire potential mineral zones. Furthermore, Landsat 8 images freely available on Google Earth Engine are adopted and the validation is carried out using a drill hole from previous study. The results show that band ratios method cannot distinguish mineral zones from vegetation. However, PCA method can recognize potential mineral zones. This is the result from PCA method with band combination of bands 1, 2, 3, 4, 5, and 6 as the first group and band 2, 4, 5, and 6 as the second group.

Keywords: Landsat 8, Band Ratio, Principal Component Analysis, Mineral, Densely Vegetated Areas.

Citation: Said, U. A., R. A. Bantan, A. A. Mannaa, and Y. Taufiq (2024), The Use of Landsat 8 in Detecting Potential Mineral Zones in West Nusa Tenggara, Indonesia, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5010, EDN: HSCGRG, <https://doi.org/10.2205/2024es000921>

1. Introduction

Geological mapping is perceived as an indispensable component across different disciplines and applications. In this context, remote sensing datasets have been developed as a cost-effective, efficacious, as well as temporally and labor-efficient methodology, particularly when subjected to traditional approaches of field mapping. Landsat data has also been extensively deployed for tasks such as discriminating among rock units, deciphering lineaments, and showing hydrothermal alterations. Due to economic concerns, mineral mapping using satellite data speeds up exploration, lowers expenses, as well as accurately and quickly identifies broad regions [Aita and Omar, 2021; Bakardjiev and Popov, 2015; Hede et al., 2015; Shebl and Csámer, 2021].

Optical appraisal of aerial pictures has been leveraged to correctly show these formations, particularly linear structures or lineaments. In the present era, with the advent of Geographic Information System (GIS) expertise, the high-resolution data gained from photos, autonomous parsing of satellite images, and Landsat, is strongly propagated [Takodjou Wambo et al., 2016]. Alteration mineral indices such as the OH-bearing, pyrophyllite, kaolinite, alunite, and calcite were established by detecting argillic, phyllic, and propylitic alternations in epithermal deposit and porphyry copper deposit using Landsat 8 [Ombiro et al., 2021; Parcutela et al., 2022; Shim et al., 2021; Zhang et al., 2016].

Several studies have focused on methodologies to show geological structures by taking advantage of Principal Component Analysis (PCA) and Band Ratio (BR) among other techniques. The use of the conventional PCA approach may substantially enhance the precision of geological mapping, facilitating a more accurate identification and interpretation of geospatial and spectral data [Carranza and Hale, 2002; Chen et al., 2021; Ghasemi et al., 2018].

RESEARCH ARTICLE

Received: 21 March 2024

Accepted: 29 July 2024

Published: 24 December 2024



Copyright: © 2024. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

2. Study Area

The study area is located within the Hu'u district, Dompu Regency on Sumbawa Island, situated in West Nusa Tenggara, Indonesia, as seen in Figure 1. It forms a portion of the territory 50 under projects managed by PT Sumbawa Timur Mining (PT STM). Within the district, there exist three principal porphyry Cu-Au prospects, specifically the Humpa Leu East, Sori Hiu, and Onto prospects [Fadlin *et al.*, 2023]. The district has been hypothesized to be a paleovolcano, characterized by Upper Miocene Basaltic Andesite lava, with radiometric dating at an age of 5 ± 0.2 Ma years. Regionally, the rock formations are categorized as constituents of the Old Volcanics Rocks Formation [Verdiansyah *et al.*, 2023]. The Hu'u intricate features various surface possibilities, manifested as a lithocap of widespread epithermal-style alteration but some are connected to a porphyry situated underneath the ground [Verdiansyah *et al.*, 2021].

The Hu'u project region is situated at the junction of many significant fault zones, according to a seismotectonic assessment. A significant sinistral fault with an NW trend is projected across the region from the southwest face of the Tambora volcano. Furthermore, a significant dextral fault with an NE trend extends along the bay straight west of the Hu'u region [Burrows *et al.*, 2020].

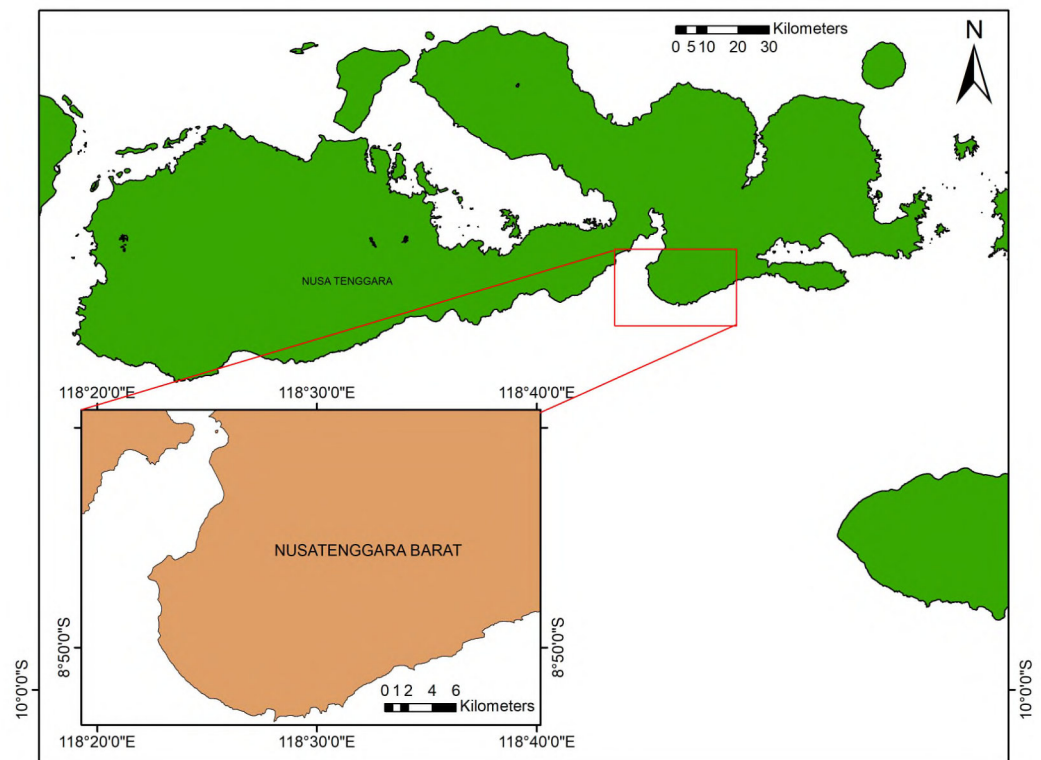


Figure 1. Hu'u District, West Nusa Tenggara, Indonesia as the study area.

3. Method

3.1. Images Data

The visible and shortwave bands of the Landsat 8 image were thought to be useful for identifying the type of mineral based on its spectral signature or spectral reflection properties [Setianto *et al.*, 2021].

Landsat 8 data used is freely obtained from Google Earth Engine as a compilation of images from April 2013 to 2023. This data is pre-configured in a Top of Atmosphere (TOA) format after radiometric and geometric corrections. Furthermore, cloud cover filter is the preprocessing conducted to obtain the least cloudy images. The purpose of the

pre-processing is to derive a collection of satellite images, spanning several years, with minimal cloud interference.

This study made use of Landsat 8 satellite images, which has a range of spectral bands capturing multiple wavelengths of light. These electromagnetic spectrum bands span the visible and shortwave infrared regions. Specifically:

- Band 2 (Blue: 0.45–0.51 μm): This band's ability to penetrate clear water makes it useful for mapping underwater structures and evaluating bodies of water.
- Band 3 (Green: 0.53–0.59 μm): Useful for assessing the health and vigor of vegetation, as it captures the green reflectance peak from chlorophyll.
- Band 4 (Red: 0.64–0.67 μm): This band is crucial for distinguishing between vegetation and bare soil, as healthy vegetation absorbs red light.
- Band 5 (Near Infrared, NIR: 0.85–0.88 μm): Highly reflective in vegetation, this band is used for assessing biomass content and mapping vegetation.
- Band 6 (Shortwave Infrared 1, SWIR1: 1.57–1.65 μm): Sensitive to moisture content, useful in studying soil and vegetation water content.
- Band 7 (Shortwave Infrared 2, SWIR2: 2.11–2.29 μm): Effective for detecting hydrothermal alterations in rocks and distinguishing between different types of minerals.

Understanding these spectral characteristics is fundamental for accurately interpreting the satellite imagery and applying subsequent analysis techniques

3.2. Pre-Processing

The data, procured from the Google Earth Engine, originates from Landsat 8, Collection 2, Tier 1. This data is pre-configured in a TOA format after radiometric and geometric corrections. In addition, the pre-processing is to derive a collection of satellite images, spanning several years, with minimal cloud interference. Obtaining raw Landsat satellite images in the region of interest is crucial in providing the conditions in the targeted area.

3.3. Band Ratio

Band rationing is a technique where one band's Digital Number (DN) is split by the value of a different band's DN. When pointing out elements or materials that are not visible in the raw bands, band ratios can potentially be beneficial. It consists of applying numerical methods to multispectral pictures to lessen spectral reflectance fluctuations brought on by topography or fluctuations in sunlight illumination angle and to derive certain spectral responses [*Ghasemi et al., 2018*].

Band combinations tested in this study are 4/2, 6/7, 6/5, and 7/5 to obtain iron oxide, hydroxyl-bearing rocks, ferrous minerals, and clay, respectively.

3.4. Band Ratio Composites

The 3 combinations of band ratio composites experienced in the project are Sabin's ratio, Kaufmann's ratio, and composite of 4/2, 6/7, and 5. Sabin's ratio is expected to define a hydrothermal alteration map, while Kaufmann's ratio is anticipated to distinguish altered rocks and lithological elements from the vegetation. The composites of 4/2, 6/7, and 5 are used to differentiate altered rocks and outcrops from trees and plants.

3.5. PCA

To mitigate and dissociate the inaccurate impacts of flora in mapping hydrothermal alterations and revealing the lithology of tropical terrain, the Principal Components Analysis (PCA) is employed [*Pour and Hashim, 2014*]. In areas of dense vegetation, pixels may exclusively depict vegetation spectra, while in less densely vegetated regions with insufficient spatial resolution pixels, they may represent a mix of different materials. Techniques for detecting and mapping hydrothermally altered rocks typically aim to substantially separate or reduce the spectral impact of vegetation from that of the underlying substrate. The software defoliant technique, an image enhancement method, employs a prime components analysis of two band ratios that emphasize the effects of the objective interest, with

input band ratio images chosen based on their information associated to components of concentration (e.g., hydrothermal alteration) and their interference from other components such as vegetation. This method elucidates variance due to spectral response similarities and highlights unique contributions from each component [Ghasemi et al., 2018].

There are two combinations of bands for PCA. The group of bands 1, 2, 3, 4, 5, and 6, as well as those from bands 2, 4, 5 and 6. Eigenvalue and eigenvector are required to calculate visualization in RGB format.

4. Results

4.1. Raw Landsat Satellite Images

The true color composite requires the visual combinations of bands 2, 3, and 4 from Landsat 8 satellite. The image area should have a low cover of clouds to disturb the reflectance of signal from a satellite. The cloud covering is inversely proportional to the accuracy of the results. From Figure 2, the region of interest can be known as a densely vegetated area, disturbing the reflectance of signal from a satellite. Meanwhile, the signal reads the vegetation instead of mineral and an advanced analysis is essential to obtain the reflection of mineral under tight vegetation. Figure 2 is a compilation of Landsat 8 images from April 2013 to 2023 freely available and obtained from Google Earth Engine showing true color composite.



Figure 2. True color composites are presented by bands 2, 3, and 4 to explain the real condition of the study area with the least clouds.

4.2. Band Ratios

Figure 3A, 3B, 3C, and 3D shows the results of band 4/2, 6/7, 6/5, and 7/5, respectively. Mineral potential zone is not reported due to vegetation and the expected result is unachieved by combining some bands. Therefore, this method does not apply to the study area due to increased vegetation.

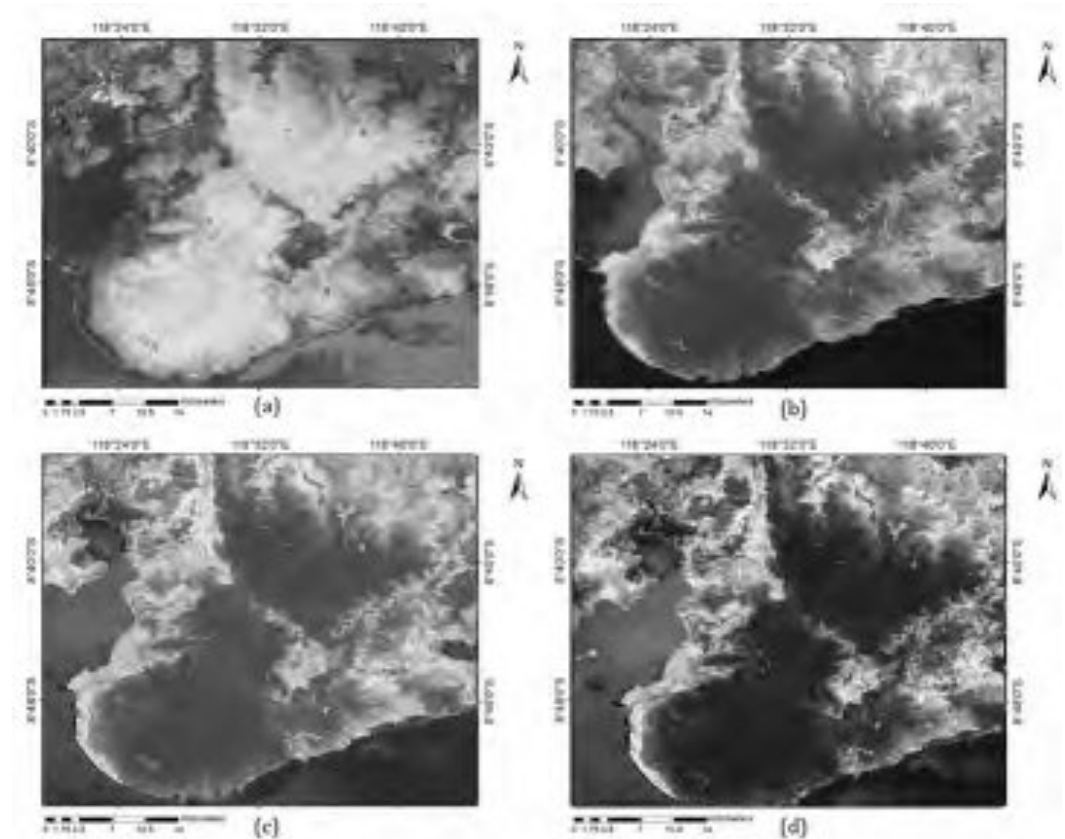


Figure 3. (a) Band ratio 4/2, (b) Band Ratio 6/7, (c) Band Ratio 6/5, (d) Band Ratio 7/5. These combinations were conducted to detect potential zones.

4.3. Band Ratio Composites

Sabin's ratio is expected to define the hydrothermal alteration map by combining bands 4/2, 6/7, and 6/5. Kaufmann's ratio is anticipated to distinguish altered rocks and lithological units from the flora using a combination of 7/5, 5/4, and 6/7. Meanwhile, composites of 4/2, 6/7, and 5 are optimized to differentiate altered rocks and outcrops from woodlands. Figures 4A, 4B and 4C present the result of Sabin's ratio, Kaufmann's ratio, and a composite of 4/2, 6/7, and 5. These three composites cannot identify potential mineral zones and the vegetation is still the unworked factor. Even though the three bands are tested in one composite of RGB format, the expected result is not attained.

4.4. PCA

The first combination group consists of bands 1, 2, 3, 4, 5, and 6 to recognize hydrothermally altered rocks and other minerals from trees. In addition, the second group of bands 2, 4, 5, and 6 are processed to obtain iron oxides from plants.

Table 1 shows that PC1, PC2, and PC3 account for 99.83% of the variation to create the RGB composite for producing the primary component seen in Figure 5a. According to the illustration, the green and blue colors symbolize flora and rocks subjected to hydrothermal alteration, respectively.

PC4 comprises 0.09% of the variance data and has the greatest loading positive and negative Eigenvector values of 0.779882 and -0.612408 for bands 2 and 4, respectively. In broad terms, minerals related to iron oxides show low absorption and reflectance between and $0.45\text{--}0.51\text{ }\mu\text{m}$, respectively. Therefore, regions connected to iron oxides in bands 2 and 4 are bright in the PC4 picture.

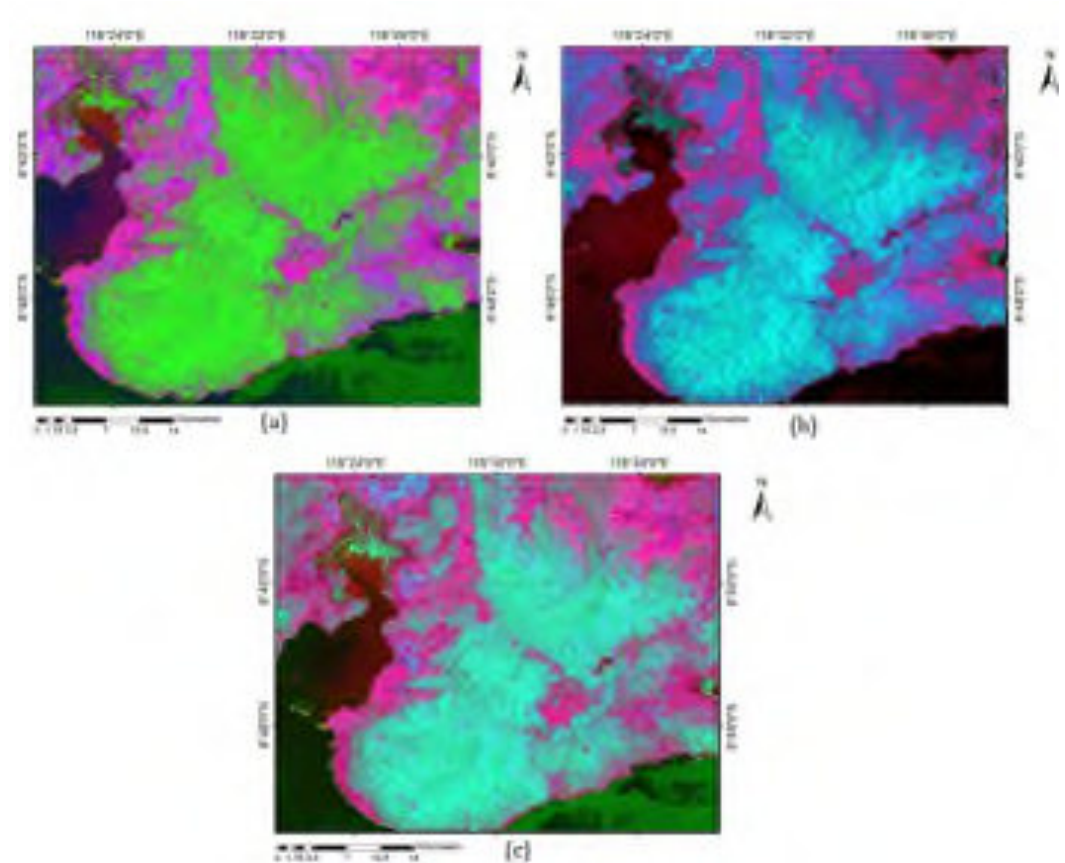


Figure 4. A) Sabin's Ratio (band 4/2, 6/7, and 6/5), B) Kaufmann's Ratio (band 7/5, 5/4, 6/7), C) Composite of 4/2, 6/7, 5.

Table 1. Eigen Values and Eigen Vectors for Bands 1, 2, 3, 4, 5 and 6

	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
Band 1	0.020360	0.192974	-0.334840	-0.494944	0.402861	0.665554
Band 2	0.035911	0.238785	-0.402445	-0.452621	0.201009	-0.731068
Band 3	0.103666	0.253710	-0.484258	-0.032229	-0.816609	0.149964
Band 4	0.155918	0.433000	-0.377308	0.723144	0.350531	0.005456
Band 5	0.754882	-0.595431	-0.265794	0.023034	0.066237	-0.007135
Band 6	0.627209	0.547126	0.527643	-0.160181	-0.056473	0.002697
Eigen Values	0.026078	0.004487	0.001089	0.000040	0.000011	0.000001
Percentage of Eigen Values	82.251%	14.151%	3.436%	0.126%	0.035%	0.002%
Cumulative Percentage of Eigen Values	82.251%	96.402%	99.837%	99.963%	99.998%	100.000%

Figure 5a explains that potential mineral zones are depicted in dark blue, while vegetation is shown in green. In this context, the bright pixels represent hydrothermally altered rocks in Figure 5b.

The drill hole data and boundaries of the company's project area used are presented in Figure 6. The white lines and yellow dots represent the project area boundaries and drill hole locations, respectively. From Figure 7, the locations of the drill holes are matched with the blue areas from the analysis representing potential mineral zones. Therefore, the green squares can be potential areas for upcoming exploration projects.

Table 2. Eigen Eigen Values and Eigen Vectors for Bands 2, 4, 5, and 6

	PC1	PC2	PC3	PC4
Band 2	−0.033644	0.223736	0.583605	0.779882
Band 4	−0.153175	0.432613	0.643692	−0.612408
Band 5	−0.761896	−0.611333	0.213294	−0.017100
Band 6	−0.628427	0.623747	−0.446734	0.128249
Eigen Values	0.025795	0.004078	0.000661	0.000027
Percentage of Eigen Values	84.40%	13.35%	2.16%	0.09%
Cumulative Percentage of Eigen Values	84.40%	97.75%	99.91%	100.00%

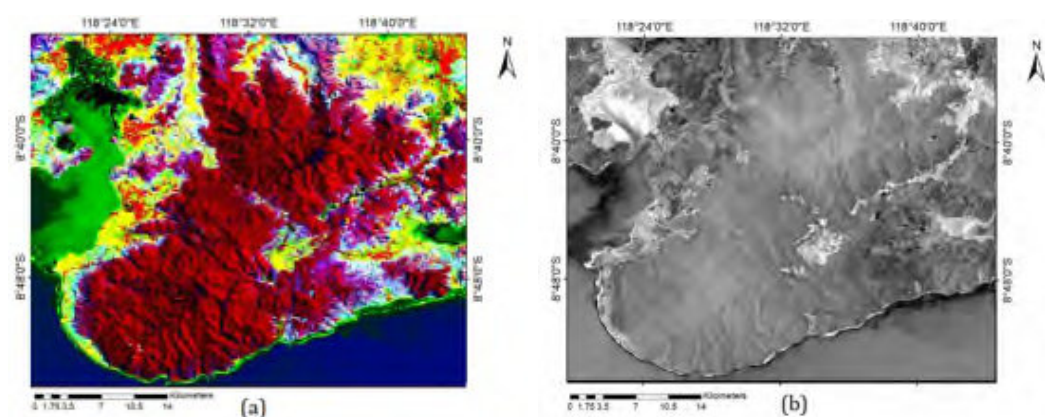


Figure 5. A) The PC1, PC2, and PC3 components in RGB combination. Potential mineral zones are illustrated in dark blue. B) Principal component 4 (PC4). The bright pixels correspond to hydrothermally altered rocks.



Figure 6. Drill hole locations (modified after [Burrows et al., 2020]). The yellow dots and white lines are drill holes and project boundaries, respectively.

5. Discussion and Conclusion

The true color composite was reported to require the visual combinations of bands 2, 3, and 4 from Landsat 8 satellite. The image area had minimal cloud cover, reducing the potential for cloud to interfere with the satellite signal's reflectance. The clouds covering was inversely proportional to the accuracy of the results and the region of interest could be known as a densely vegetated area. In this context, the vegetation disturbed the reflectance

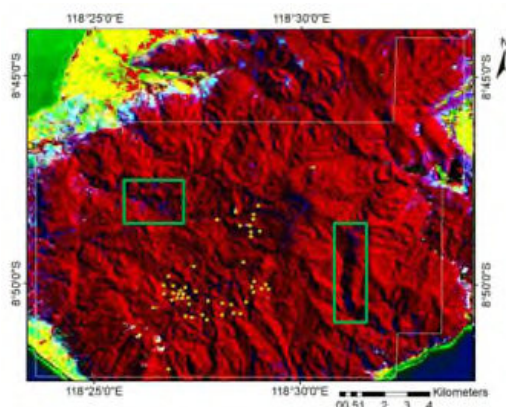


Figure 7. Validated map. Yellow dots are drill holes. Dark blue are potential mineral zone. The green boxes are the suggested next exploration areas.

of the signal from a satellite. Therefore, an advanced analysis is essential to obtain the reflection of minerals under tight vegetation.

Band ratios 4/2, 6/7, 6/5, and 7/5 were tested as visualized in Figure 3 but could not differentiate mineral potential zone. The vegetation disturbed the satellite signal reflectance and the expected result could not be accomplished by combining some bands. Therefore, this method did not apply to this study area due to high vegetation. Sabin's Ratio (band 4/2, 6/7, and 6/5), Kaufmann's Ratio (band 7/5, 5/4, 6/7), and composite of band 4/2, 6/7, 5 were also examined as shown in Figure 4.

Advanced analysis was conducted using PCA and potential mineral zones were visible. Based on eigenvalue and eigenvector calculations, PC1, PC2, and PC3 possessed data variance of more than 99.83% in RGB format. The dark blue and green tint sections showed possible mineral zones and flora, respectively. Meanwhile, the bright pixels represented hydrothermally altered rocks in Figure 5B. Figure 7 shows that mineral zones from PCA method were located as drill holes and yellow dots were drill holes from the previous study. Dark blue zones were potential mineral areas and the green boxes were the suggested exploration areas.

In conclusion, While the Band Ratios method did not effectively distinguish mineral zones due to the presence of dense vegetation, the PCA method demonstrated significant potential. The application of PCA to the spectral bands revealed distinct variations that could be attributed to mineral zones, even in areas with substantial vegetation cover. Key findings from the PCA analysis include:

1. Principal Components Analysis (PCA):
2. Over 99.83% of the variance in the data was explained by the first three principal components (PC1, PC2, and PC3) taken together. Indicating that these components captured the most critical information from the spectral bands.
3. The fourth principal component (PC4) identified bright pixels corresponding to hydrothermally altered rocks, providing a clear distinction from vegetative cover.

These results suggest that PCA could enhance the accuracy and clarity of mineral zone identification. This approach offers a promising avenue for future research, particularly in areas with complex surface conditions. The integration of the method with machine learning might produce clearer differences for potential zones.

References

- Aita, S. K., and A. E. Omar (2021), Exploration of uranium and mineral deposits using remote sensing data and GIS applications, Serbal area, Southwestern Sinai, Egypt, *Arabian Journal of Geosciences*, 14(21), <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08568-0>.

- Bakardjiev, D., and K. Popov (2015), ASTER spectral band ratios for detection of hydrothermal alterations and ore deposits in the Panagyurishte Ore Region, Central Srednogie, Bulgaria, *Review of the Bulgarian Geological Society*, 76(1), 79–88.
- Burrows, D. R., M. Rennison, D. Burt, and R. Davies (2020), The Onto Cu-Au Discovery, Eastern Sumbawa, Indonesia: A Large, Middle Pleistocene Lithocap-Hosted High-Sulfidation Covellite-Pyrite Porphyry Deposit, *Economic Geology*, 115(7), 1385–1412, <https://doi.org/10.5382/econgeo.4766>.
- Carranza, E. J. M., and M. Hale (2002), Mineral imaging with Landsat Thematic Mapper data for hydrothermal alteration mapping in heavily vegetated terrane, *International Journal of Remote Sensing*, 23(22), 4827–4852, <https://doi.org/10.1080/01431160110115014>.
- Chen, Q., Z. Zhao, J. Zhou, et al. (2021), New Insights into the Pulang Porphyry Copper Deposit in Southwest China: Indication of Alteration Minerals Detected Using ASTER and WorldView-3 Data, *Remote Sensing*, 13(14), 2798, <https://doi.org/10.3390/rs13142798>.
- Fadlin, R. Takahashi, A. Agangi, et al. (2023), Geology, mineralization and calcite-rich potassic alteration at the Humpa Leu East (HLE) porphyry Cu-Au prospect, Hu'u district, Sumbawa Island, Indonesia, *Resource Geology*, 73(1), <https://doi.org/10.1111/rge.12309>.
- Ghasemi, K., B. Pradhan, and R. Jena (2018), Spatial Identification of Key Alteration Minerals Using ASTER and Landsat 8 Data in a Heavily Vegetated Tropical Area, *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 46(7), 1061–1073, <https://doi.org/10.1007/s12524-018-0776-0>.
- Hede, A. N. H., K. Kashiwaya, K. Koike, and S. Sakurai (2015), A new vegetation index for detecting vegetation anomalies due to mineral deposits with application to a tropical forest area, *Remote Sensing of Environment*, 171, 83–97, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.10.006>.
- Ombiro, S. O., A. S. Olatunji, E. M. Mathu, and T. R. Ajayi (2021), Application of remote sensing in mapping hydrothermally altered zones in a highly vegetative area - A case study of Lolgorien, Narok County, Kenya, *Indian Journal of Science and Technology*, 14(9), 810–825, <https://doi.org/10.17485/IJST/v14i9.68>.
- Parcutela, N. E., C. B. Dimalanta, L. T. Armada, et al. (2022), Band processing of Landsat 8-OLI multi-spectral images as a tool for delineating alteration zones associated with porphyry prospects: A case from Suyoc, Benguet, Philippines, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 1071(1), 012,022, <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1071/1/012022>.
- Pour, A. B., and M. Hashim (2014), Alteration mineral mapping using ETM+ and hyperion remote sensing data at Bau Gold Field, Sarawak, Malaysia, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 18, 012,149, <https://doi.org/10.1088/1755-1315/18/1/012149>.
- Setianto, A., B. Raharja, and A. D. Titisari (2021), Application of Landsat 8 Image in An Assessment of Hydrothermal Alteration Mapping in Dense Vegetation: A Case Study from Kokap Area, Kulon Progo, *Indonesian Journal on Geoscience*, 9(1), 45–60, <https://doi.org/10.17014/ijog.9.1.45-60>.
- Shebl, A., and A. Csámer (2021), Lithological, structural and hydrothermal alteration mapping utilizing remote sensing datasets: a case study around Um Salim area, Egypt, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 942(1), 012,032, <https://doi.org/10.1088/1755-1315/942/1/012032>.
- Shim, K., J. Yu, L. Wang, et al. (2021), Content Controlled Spectral Indices for Detection of Hydrothermal Alteration Minerals Based on Machine Learning and Lasso-Logistic Regression Analysis, *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 14, 7435–7447, <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2021.3095926>.
- Takodjou Wambo, J. D., S. Ganno, N. A. Afahnwie, et al. (2016), Use of Landsat 7 ETM + Data for the Geological Structure Interpretation: Case Study of the Ngoura-Colomines Area, Eastern Cameroon, *Journal of Geosciences and Geomatics*, 4(3), 61–72, <https://doi.org/10.12691/jgg-4-3-3>.
- Verdiansyah, O., A. Idrus, L. D. Setijadji, B. Sutopo, and I. G. Sukadana (2021), Mineralogy of hydrothermal breccia cement of Humpa Leu East porphyry copper-gold prospect, Sumbawa Island, Indonesia, *E3S Web of Conferences*, 325, 04,008, <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202132504008>.

- Verdiansyah, O., A. Idrus, L. D. Setijadji, B. Sutopo, and I. G. Sukadana (2023), Elemental mapping and mineral distribution of the Humpa Leu East porphyry samples: An implication to understand the pattern of mineralization, in *4TH INTERNATIONAL CONFERENCE ON EARTH SCIENCE, MINERAL AND ENERGY*, vol. 2598, p. 020008, AIP Publishing, <https://doi.org/10.1063/5.0126120>.
- Zhang, T., G. Yi, H. Li, et al. (2016), Integrating Data of ASTER and Landsat-8 OLI (AO) for Hydrothermal Alteration Mineral Mapping in Duolong Porphyry Cu-Au Deposit, Tibetan Plateau, China, *Remote Sensing*, 8(11), 890, <https://doi.org/10.3390/rs8110890>.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ АНАЛИЗ ЭВОЛЮЦИИ ПЛОЩАДИ ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЕР С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ПРОЦЕДУР РАНДОМИЗИРОВАННОГО МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Ю. А. Дубнов^{*1}, А. Ю. Попков¹, Ю. С. Попков^{1,2}, М. А. Куприянов³,
В. Ю. Полищук⁴, А. В. Мельников³ и Ю. М. Полищук³

¹Федеральный исследовательский центр «Информатика и управление» РАН, г. Москва, Россия

²Институт проблем управления РАН, г. Москва, Россия

³Югорский научно-исследовательский институт информационных технологий, г. Ханты-Мансийск, Россия

⁴Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

* **Контакт:** Алексей Юрьевич Попков, apopkov@isa.ru, alexeypopkov@yandex.ru

Работа посвящена проблеме прогнозирования эволюции площади термокарстовых озер в зоне вечной мерзлоты Арктики на примере анализа тестовых участков из нескольких географических регионов. Предлагаемый в работе подход основан на методе рандомизированного машинного обучения (РМО) для построения математических моделей динамики площади озер в условиях климатических изменений, ее обучения на реальных данных и дальнейшего прогнозирования. Приводятся и сравниваются результаты моделирования динамики площадей озер с помощью линейных статических и динамических моделей. Показано, что использование динамической модели площади озер позволяет значительно уменьшить среднюю ошибку моделирования.

Ключевые слова: термокарстовые озера, метод информационной энтропии, рандомизированное машинное обучение, статические и динамические модели, пропущенные данные, рандомизированное прогнозирование, климатические изменения.

Цитирование: Дубнов, Ю. А., А. Ю. Попков, Ю. С. Попков, М. А. Куприянов, В. Ю. Полищук, А. В. Мельников и Ю. М. Полищук Пространственно-временной анализ эволюции площади термокарстовых озер с использованием космического зондирования земной поверхности и процедур рандомизированного машинного обучения и прогнозирования // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES5011. — DOI: 10.2205/2024es000935 — EDN: TGQMBR

1. Введение

Исследования природных явлений в зонах вечной мерзлоты становятся особенно актуальными в последние годы в связи с наблюдаемым потеплением климата, вызванным парниковыми газами, основными из которых являются углекислый газ и метан. Многочисленные профильные исследования арктических регионов показывают, что существенный вклад в эмиссию метана вносят термокарстовые озера [Миронов и др., 2022; Степаненко и др., 2011; Фельдман, 1984; Karlsson et al., 2014; Kirpotin et al., 2009; Sudakov and Vakulenko, 2014; Zabelina et al., 2020]. Обнаружена связь между площадью термокарстовых озер и объемом выделяемого метана [Walter et al., 2007]. Поэтому прогнозирование эволюции площади озер является важным для оценивания климатических изменений. Источником данных о площади термокарстовых озер и климатических изменениях является технология дистанционного зондирования земной поверхности [Полищук и др., 2020; 2018; Verpoorter et al., 2014].

<https://elibrary.ru/tgqmbR>

Получено: 15 февраля 2024 г.

Принято: 30 августа 2024 г.

Опубликовано: 30 декабря 2024 г.

© 2024. Коллектив авторов.

Процессы образования и эволюции площади термокарстовых озер изучены недостаточно, следствием чего является несовершенство математических моделей, предназначенных для описания процессов их образования. Кроме того, данные о климатических показателях и площадях озер сопровождаются значительными погрешностями и пропусками. Все это свидетельствует о высоком уровне неопределенности при моделировании и обучении модели, и, следовательно, при прогнозировании эволюции площади [Дубнов и др., 2023].

Многие проблемы исследования эволюции площади термокарстовых озер удается эффективно решать, опираясь на методы рандомизированного машинного обучения (РМО) и рандомизированного прогнозирования (РП) [Попков и др., 2019], основанные на максимизации энтропийной меры неопределенности и использовании математических моделей со случайными (рандомизированными) параметрами. Вычислительное ядро метода строится на энтропийно-рандомизированном оценивании функций плотности распределения вероятностей (ПРВ) параметров [Попков и др., 2019; Popkov et al., 2022], базирующемся на принципе условной максимизации функционала информационной энтропии, провозглашенном и развитом в работах [Golan et al., 1996; Jaynes, 1957; Kapur, 1989; Kullback and Leibler, 1951; Levine and Tribus, 1978].

Полученные энтропийно-оптимальные функции ПРВ используются для генерирования ансамбля прогнозных траекторий пространственно-временной динамики термокарстовых озер. Методы РМО и РП применялись для решения ряда задач, в том числе прогнозирования мирового населения [Попков и Дубнов, 2016; Popkov et al., 2016], классификации [Дубнов, 2019], прогнозирования суточной электрической нагрузки в энергетических системах [Попков и др., 2020; Popkov et al., 2020], анализа развития пандемии COVID-19 [Попков, 2021; Попков и др., 2021].

Вклад данной работы в развитие методов анализа данных, моделирования и прогнозирования рассматривается в следующих трех аспектах. Первый аспект состоит в адаптации РМО к особенностям моделирования и обучения стандартными статистическими подходами, основанными на статических регрессионных моделях и динамических моделях временных рядов типа ARMA, тем самым создавая новый инструмент оценивания моделей в рамках общего теоретического инструментария. Второй аспект состоит в применении рандомизированного подхода для восстановления пропущенных данных, но с моделью, отличной от основной, что позволяет методологически корректно подойти к сравнению результатов моделирования с помощью предлагаемого подхода со стандартным. Третий аспект состоит в том, что предлагаемый подход позволил подойти к решению исследуемой задачи в условиях большого количества нерегулярных пропусков в данных, что делает невозможным применение моделей временных рядов и их восстановление стандартными методами.

В первом разделе приводится описание имеющихся реальных данных о площади озер и климатических характеристиках регионов, второй и третий разделы посвящены методологии использования РМО при моделировании и прогнозировании площади термокарстовых озер, в четвертом разделе приводятся результаты экспериментов и их обсуждение.

2. Климатические и спутниковые данные

Имеющиеся в нашем распоряжении данные для анализа динамики площади термокарстовых озер представляют собой таблицы для 51 тестового участка (ТУ), включающие значения средней площади озер (S , га), среднегодовой температуры воздуха (T) и годовой суммы осадков для данной территории (R) за период с 1985 по 2021 гг. Нумерация и расположение ТУ и названия регионов даны на рис. 1, где для краткости «Юг» обозначает южную часть Западно-Сибирской Арктики.

Одной из особенностей подготовки данных для анализа эволюции площадей термокарстовых озер является формирование временных рядов значений зависимой переменной и предикторов для построения математической модели. В настоящей работе используются данные о среднегодовой температуре воздуха и годовой сумме осадков,

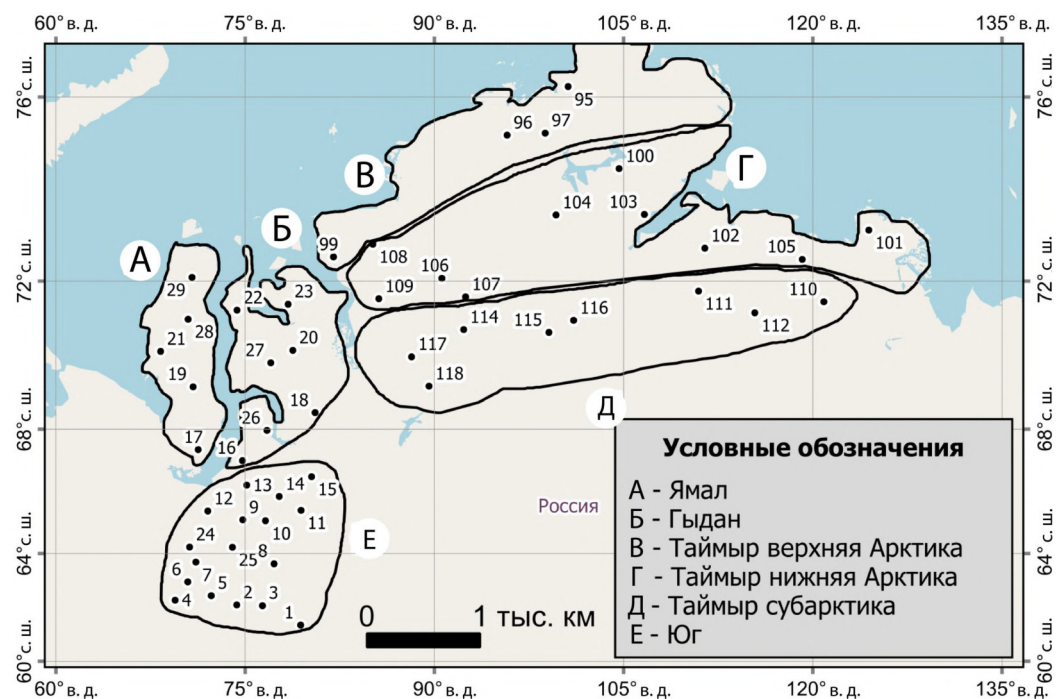


Рис. 1. Фрагмент карты арктической зоны России с показанным на ней размещением тестовых участков по территории исследованных регионов.

полученные с помощью реанализа метеорологических полей на основе системы ERA-5 [Полищук и др., 2020].

Данные о площадях озер основаны на результатах измерения площадей озер по спутниковым снимкам системы Landsat, детальное описание которых приводится в работе [Полищук и др., 2020]. Ключевыми особенностями данных о средней площади озер являются наличие пропущенных значений для различных и неравномерных отчетов времени и присутствие возможных погрешностей измерений. Пропуски и погрешности в данных обусловлены в первую очередь отсутствием в некоторые годы безоблачных спутниковых снимков, а также с методикой расчета средней площади по спутниковым изображениям. На рис. 2 приведены доли пропущенных значений для исследуемых ТУ.

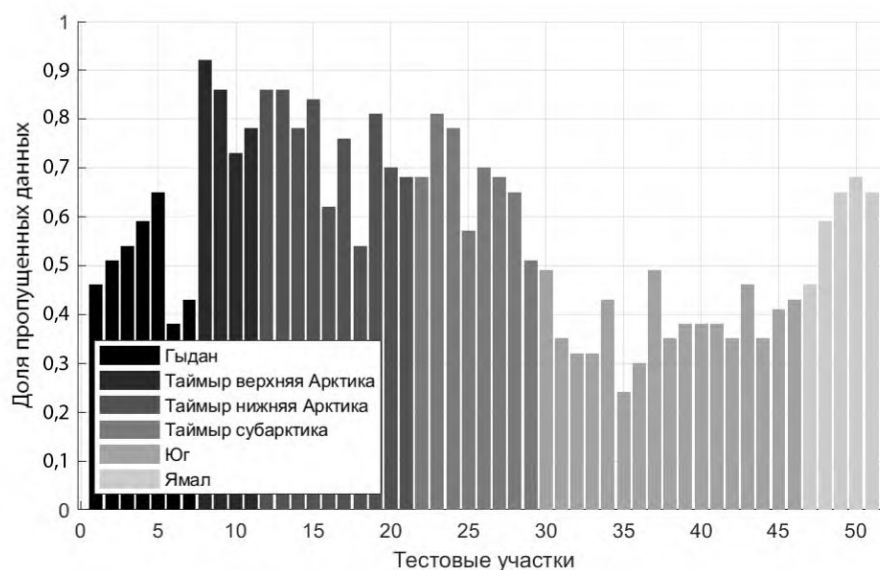


Рис. 2. Доля пропущенных данных о площадях озер для всех ТУ (%).

График на рис. 2 показывает, что доля пропусков в данных о площади озер существенная и в среднем варьируется от 30–40% (Юг) и 50–60% (Гыдан, Ямал) до 70–90% (Таймыр). Наибольшая доля пропущенных данных составляет 85% и более для ТУ № 95, 96, 100, 101, то есть для данных ТУ при построении модели площади имеется лишь 3–5 точек данных за весь период с 1985 по 2021 гг. Таким образом, в связи с малым объемом обучающей выборки и наличием неравномерных пропусков в данных, построение регрессионных моделей классическими статистическими методами, такими как метод наименьших квадратов (МНК) и ARMA/ARIMA методами, становится затруднительным, а проверка необходимых статистических гипотез – невозможной.

3. Рандомизированные модели площади термокарстовых озер

Основы концепции рандомизированного машинного обучения описаны в [Попков, 2023; Попков и др., 2019; Popkov et al., 2022] и сводятся к трем этапам. На первом, согласно принятой модели со случайными параметрами исследуемого объекта и имеющихся данных, определяются энтропийно-оптимальные функции ПРВ параметров модели и измерительных шумов. На втором этапе эти функции сэмпляются и с помощью метода Монте Карло генерируются соответствующие ансамбли траекторий выхода модели. На третьем этапе определяются числовые характеристики указанных ансамблей. На втором и третьем этапах этой процедуры реализуется алгоритм рандомизированного прогнозирования.

В настоящей работе рассматриваются две модели площади термокарстовых озер S :

1. Линейная статическая модель (ЛСМ) с двумя входами: среднегодовой температурой T и годовой суммой осадков R [Дубнов и др., 2021a];
2. Линейная динамическая модель (ЛДМ) с теми же входами, но учитывающая предыдущие значения самой площади, таким образом, входами такой модели являются: среднегодовая температура T , осадки R и p исторических (предыдущих) значений площади $S_{-p}, \dots, S_{-1}$ [Дубнов и Булычев, 2017].

3.1. Линейная статическая модель

Рассмотрим линейную статическую модель площади следующего вида:

$$\begin{aligned} S[t|a] &= a_0 + a_1 T[t] + a_2 R[t], \\ v[t|a] &= S[t|a] + \xi[t], \quad t \in \mathcal{T} = [0, T], \end{aligned} \quad (1)$$

где $v[t]$ – измеряемая площадь озер, $\xi[t]$ – случайный шум, имитирующий измерительные ошибки, сопровождающие трансформацию космических изображений в значения площади озер, $\mathcal{T}$ – временной интервал, на котором осуществляется обучение модели.

Точки, в которых происходят измерения, составляют счетное и конечное множество размера m , соответствующего количеству точек измерения, поэтому иногда удобно использовать индексную нотацию вместо дискретной:

$$\begin{aligned} \mathcal{T} = [0, T] &= [t_1, t_1, \dots, t_m], \\ S[t_j] &= S_j, \quad T[t_j] = T_j, \quad R[t_j] = R_j, \quad v[t_j] = v_j, \quad \xi[t_j] = \xi_j, \quad j = \overline{1, m}, \end{aligned}$$

таким образом из (1) будем иметь:

$$\begin{aligned} S_j(a) &= a_0 + a_1 T_j + a_2 R_j, \\ v_j(a) &= S_j(a) + \xi_j, \quad j = \overline{1, m}. \end{aligned} \quad (2)$$

С учетом (1) и (2) можно определить векторный функционал Φ , реализующий преобразование входа в выход в виде:

$$y = \Phi(\mathbf{x}, \mathbf{a}) = \Phi(T, R, \mathbf{a}) = a_0 + a_1 T + a_2 R, \quad \mathbf{x} = (T, R), \quad \mathbf{a} = (a_0, a_1, a_2), \quad (3)$$

где $y = S$ – выход модели, в данном случае скалярный, $\mathbf{x}$ – вектор входа, $\mathbf{a}$ – вектор параметров модели.

Важно отметить, что в общем случае измерения могут проводиться не регулярно, то есть расстояние между соседними моментами времени не равны между собой для всех точек. Реальные данные наблюдений имеют регулярный характер за исключением пропусков, вследствие этого далее предполагается регулярность измерений и в используемых моделях.

Параметры модели предполагаются случайными интервального типа

$$a_i \in \mathcal{A}_i = [a_i^-, a_i^+], \quad a \in \mathcal{A} = \bigcup_{i=0}^2 \mathcal{A}_i, \quad (4)$$

вероятностные свойства которых характеризуются непрерывно-дифференцируемой функцией ПРВ $P(a)$, определенной на $\mathcal{A}$.

Измерительный шум $\xi[t]$ также предполагается случайным, независимым и интервального типа:

$$\xi \in \Xi_j = [\xi_j^-, \xi_j^+], \quad \xi = \{\xi_1, \dots, \xi_m\} \in \Xi = \bigcup_{j=1}^m \Xi_j, \quad (5)$$

вероятностные свойства которого характеризуются совместной функцией ПРВ $Q(\xi)$, которая с учетом независимости измерений определяется как

$$Q(\xi) = \prod_{j=1}^m q_j(\xi), \quad (6)$$

где $q_j(\xi)$ – функции ПРВ шума в j -й точке измерения.

3.2. Линейная динамическая модель

Рассмотрим теперь динамическую модель площади

$$\begin{aligned} S[t] &= a_0 + \sum_{k=1}^p a_k S[t-k] + b_1 T[t] + b_2 R[t], \\ v[t] &= S[t] + \xi[t], \quad t = [0, T], \end{aligned} \quad (7)$$

где p – порядок модели, $a_0, \dots, a_p, b_1, b_2$ – параметры модели, индекс $-k$ означает k -е предыдущее значение времени по отношению к исходному.

С учетом индексной нотации будем иметь:

$$\begin{aligned} S_j &= a_0 + \sum_{k=1}^p a_k S_{j-k} + b_1 T_j + b_2 R_j, \\ v_j &= S_j + \xi_j. \end{aligned} \quad (8)$$

С учетом (7) и (8) определим векторный функционал Ψ , реализующий преобразование входа в выход в виде:

$$\begin{aligned} y &= \Psi(\mathbf{x}, \mathbf{a}) = \Phi(T, R, S_{-1}, \dots, S_{-p}, \mathbf{a}) = a_0 + \sum_{k=1}^p a_k S_{-k} + b_1 T + b_2 R, \\ \mathbf{x} &= (T, R, S_{-1}, \dots, S_{-p}), \quad \mathbf{a} = (a_0, a_1, \dots, a_p, b_1, b_2), \end{aligned} \quad (9)$$

где $y = S$ – скалярный выход модели, $\mathbf{x}$ – вектор входа, $\mathbf{a}$ – вектор параметров модели.

Как и в случае статической модели, ее параметры и независимые шумы предполагаются случайными интервального типа

$$a_i \in \mathcal{A}_i = [a_i^-, a_i^+], \quad b_\ell \in \mathcal{B}_\ell = [b_\ell^-, b_\ell^+], \quad a \in \mathcal{A} = \bigcup_{i=0}^p \mathcal{A}_i \bigcup_{\ell=1}^2 \mathcal{B}_\ell, \quad (10)$$

$$\xi \in \Xi_j = [\xi_j^-, \xi_j^+], \quad \xi = \{\xi_1, \dots, \xi_m\} \in \Xi = \bigcup_{j=1}^m \Xi_j, \quad (11)$$

вероятностные свойства которых характеризуются непрерывно-дифференцируемой функцией ПРВ параметров $P(a)$ определенной на $\mathcal{A}$, и функцией ПРВ шумов $Q(\xi)$ определяемой (6).

Динамическая модель в отличие от статической позволяет учесть влияние предыдущих значений площади на ее значение в текущий момент времени. Наличие такого влияния исключает пропуски в данных, и требует предварительного восстановления пропущенных значений. Для восстановления пропусков в данных предлагается использовать рассмотренную ранее модель [Дубнов и др., 2021b]. Примеры восстановления данных приведен на рис. 3 для ТУ № 1 и ТУ № 95.

4. Обучение рандомизированных моделей

Задача энтропийного оценивания (первый этап РМО) формулируется следующим образом:

$$H(P, Q) = - \int_{\mathcal{A}} P(a) \ln P(a) da - \int_{\Xi} Q(\xi) \ln Q(\xi) d\xi \rightarrow \max_{P, Q}, \quad (12)$$

при условиях:

- нормировки

$$\int_{\mathcal{A}} P(a) da = 1, \quad \int_{\Xi} Q(\xi) d\xi = 1; \quad (13)$$

- соблюдения эмпирических балансов

$$\int_{\mathcal{A}} \Omega(\mathbf{x}_j, \mathbf{a}) P(a) da + \int_{\Xi_j} \xi q_j(\xi) d\xi = y_j, \quad j = \overline{1, m}, \quad (14)$$

где Ω – функционал модели, реализующий преобразование входа в выход, $\mathbf{x}_j$ – вход в j -й точке наблюдения, определяемые (3) или (9), y_j – наблюдаемое (реальное) значение площади на интервале обучения T .

Описанная оптимизационная задача представляет собой функциональную энтропийно-линейную задачу с интегральными ограничениями, которая имеет аналитическое решение в предположении, что функции $P(a)$ и $Q(\xi)$ являются непрерывно-дифференцируемыми функциями [Попков и др., 2019]:

$$P^*(a, \lambda) = \frac{\exp(-\sum_{j=1}^m \lambda_j \Omega(x_j, a))}{\mathcal{P}(\lambda)}, \quad \mathcal{P}(\lambda) = \int_{\mathcal{A}} \exp\left(-\sum_{j=1}^m \lambda_j \Omega(\mathbf{x}_j, a)\right) da, \quad (15)$$

$$Q^*(\xi, \lambda) = \frac{\exp(-\sum_{j=1}^m \lambda_j \xi_j)}{\mathcal{Q}(\lambda)}, \quad \mathcal{Q}(\lambda) = \int_{\Xi} \exp\left(-\sum_{j=1}^m \lambda_j \xi_j\right) d\xi, \quad (16)$$

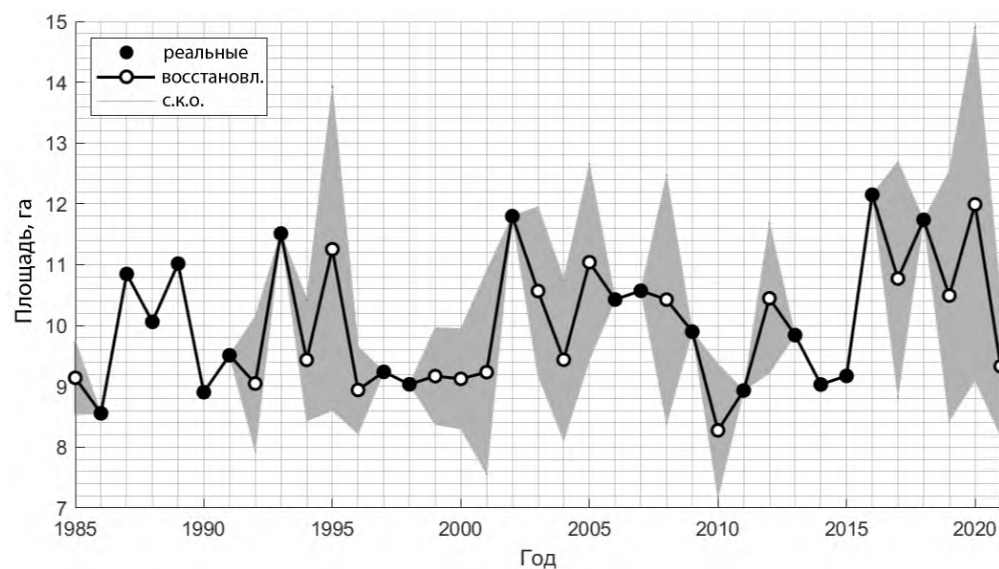
где $\lambda = (\lambda_1, \dots, \lambda_m)$ – вектор множителей Лагранжа, которые определяются решением балансовых уравнений:

$$R_j(\lambda) = \frac{1}{P(\lambda)} \int_A \Omega(x_j, a) \exp \left(- \sum_{j=1}^m \lambda_j \Omega(x_j, a) \right) da + \frac{1}{Q(\lambda)} \int_{\Xi} \xi \exp \left(- \sum_{j=1}^m \lambda_j \xi_j \right) d\xi = y_j. \quad (17)$$

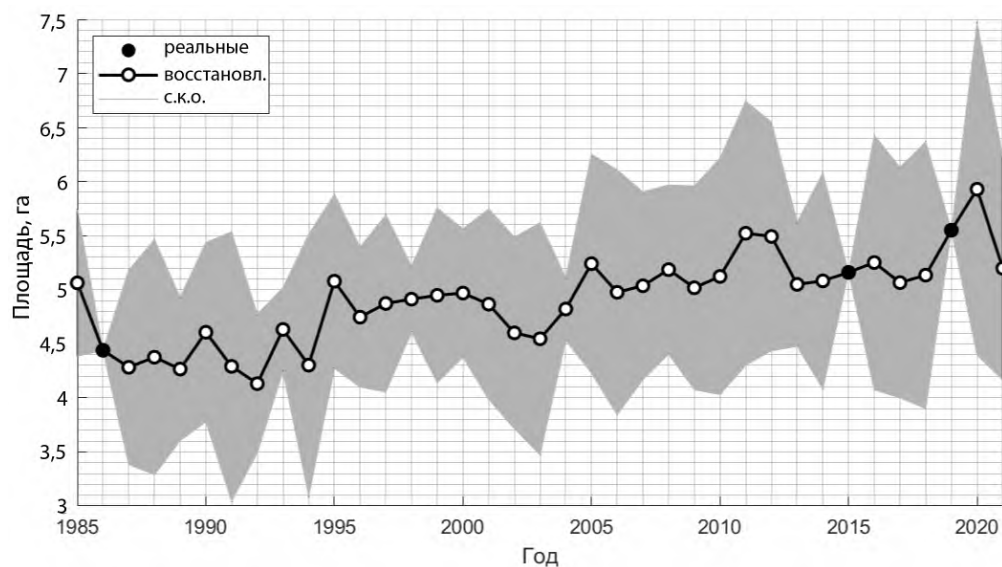
Решение указанных уравнений определяется с использованием алгоритмов минимизации квадратичной невязки [Golan et al., 1996]

$$J(\lambda) = \|R(\lambda) - Y\|^2 \Rightarrow \min_{\lambda}, \quad (18)$$

где $\|\cdot\|$ – евклидова норма, $R(\lambda)$ и Y – векторы с компонентами R_j и y_j соответственно.



(а) ТУ № 1.



(б) ТУ № 95.

Рис. 3. Восстановление значений площади.

Таким образом, в результате применения энтропийно-рандомизированного оценивания восстанавливаются функция ПРВ для параметров модели $P^*(a)$ и измерительных шумов $Q^*(\xi)$, которые в дальнейшем используются для сэмпирования и генерации соответствующих ансамблей и для вычисления точечных оценок среднего $\bar{a}$ и дисперсии σ_a^2 параметров:

$$\bar{a} = \mathbb{E}[a] = \int_{\mathcal{A}} aP(a)da, \quad \sigma_a^2 = D[a] = \int_{\mathcal{A}} (a - \mathbb{E}[a])^2 P(a)da. \quad (19)$$

Аналогичным образом оцениваются средние значения и дисперсии измерительных шумов.

5. Прогнозирование с использованием рандомизированных моделей

Концепция рандомизированного прогнозирования, предложенная в работах [Попков, 2023; Попков и др., 2019; Popkov et al., 2022], может применяться для любых параметрических моделей со случайными параметрами и известных функций ПРВ. Согласно данной методике для прогнозирования будущих траекторий процесса используются не точечные оценки параметров, а ансамбль возможных значений случайных величин, полученный посредством сэмпирования соответствующих функций ПРВ. В данной работе предлагается модифицировать данный подход, используя технологию bootstrap для размножения выборки. Он нацелен на уменьшение дисперсии прогнозных значений благодаря многократному сэмпированию одной и той же функции ПРВ с вычислением эмпирических средних значений и последующим усреднением результатов.

Алгоритм рандомизированного прогнозирования площади термокарстовых озер, ориентированный на использование линейных моделей площади представляет собой следующую процедуру:

1. Полученные функции ПРВ параметров и измерительных шумов сэмперируются и соответствующие последовательности случайных величин используются для построения ансамбля траекторий, характеризующих временную эволюцию площади термокарстовых озер. В случае линейных моделей площади, вычисляются выборочные средние значения и с их помощью строится прогнозная траектория;
2. Предыдущий этап повторяется заданное количество раз (например, 1000), в результате чего ансамбль прогнозных траекторий усредняется повторно и вычисляется итоговая средняя траектория динамики площади озер.

В данной работе, для сэмпирования используется метод исключений (Acceptance-Rejection method) [Neumann, 1951], который иногда приводит к увеличению общего времени сэмпирования, особенно для функций ПРВ экспоненциального типа, когда сэмплируемые значения должны быть сосредоточены в малой части области определения функции.

Область определения функций ПРВ $P(a)$ и $Q(\xi)$ задается на этапе оценивания, исходя из ограничений на значения параметров модели и шумов измерений. В данной работе отрезки значений для параметров модели формируются с помощью предварительных оценок по методу МНК по правилу «трех сигм» [Феллер, 1967].

6. Результаты исследования

Реализация всех вычислительных экспериментов проводилась в среде MATLAB версии 9.7 (2019b) на платформе Windows x64. Для решения системы уравнений (18) использовался алгоритм Trust-Region-Dogleg [Nocedal and Wright, 2006], реализованный в модуле Optimization Toolbox, для сэмпирования энтропийно-оптимальных распределений использовался алгоритм AR собственной разработки.

6.1. Моделирование климатических показателей

Прежде чем приступать к прогнозированию площади озер на основе среднегодовых значений температуры и количества осадков, необходимо построить вспомогательные модели для прогнозирования данных значений. В [Дубнов и др., 2023] предлагалась линейная динамическая модель со случайной последовательностью на входе. В процедуру обучения включалась совместная функция ПРВ параметров и входного шума, которая восстанавливалась с помощью решения соответствующей задачи энтропийно-рандомизированного оценивания.

Здесь мы развиваем иной подход, предложенный в работах [Полищук и др., 2020; 2018], где температура и осадки описывались линейными моделями от времени. Такая модель позволяет оценить общий тренд, к примеру, на рост средней температуры со временем, но, с другой стороны, никак не учитывает динамику изменения температуры за весь период наблюдений. В данном исследовании предлагается дополнить линейную модель для температуры и осадков посредством введения циклических составляющих:

$$T[t] = \mu + \alpha t + \beta_1 \sin\left(\frac{2\pi t}{4}\right) + \beta_2 \sin\left(\frac{2\pi t}{8}\right) + \beta_3 \sin\left(\frac{2\pi t}{12}\right) + \varepsilon, \quad (20)$$

$$t \in T.$$

Аналогичная модель использовалась для описания временной эволюции годовой суммы осадков $R[t]$.

Частоты с периодом 4, 8 и 12 выбраны так потому, что для большинства ТУ на данных значениях наблюдаются пики функций автокорреляции значений температуры и осадков. Параметры моделей температуры и осадков определялись МНК. Пример применения данной модели представлен на рис. 4.

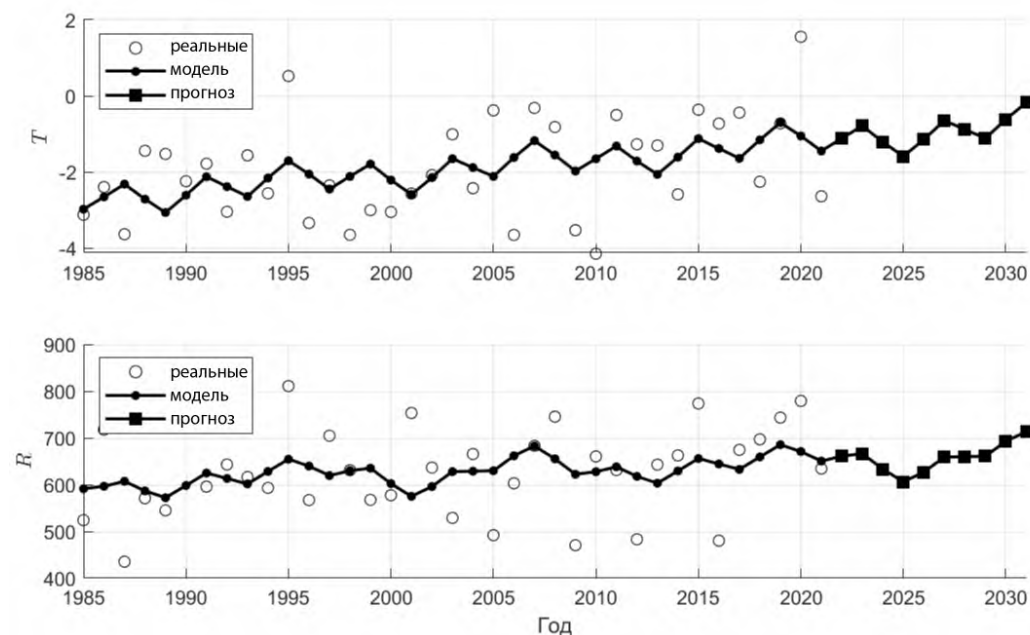


Рис. 4. Прогнозирование температуры и осадков для ТУ № 1.

6.2. Моделирование площади по исходным данным с пропусками

Как было отмечено выше, применение динамических моделей сопряжено с необходимостью иметь данные предыдущих состояний исследуемого процесса в количестве, определяемым порядком модели. В условиях наличия пропусков в данных, это обстоятельство приводит к необходимости их восстановления.

Исследуемая в работе задача характеризуется большим количеством пропущенных данных для значительного количества ТУ. По этой причине, в целях их восстановления, для моделирования используется линейная модель от значений климатических показателей (1) и метод энтропийно-рандомизированного оценивания для вычисления оценок функций ПРВ параметров данной модели.

На примере одного из ТУ рассмотрим алгоритм моделирования площади и результаты его работы. Для моделирования используется модель вида (1). Вектора входов для каждой точки наблюдения образуют строки матрицы входов X , первый столбец которой соответствует единичному вектору, наблюдения площади образуют матрицу наблюдений Y . Эта матрица определяет набор данных (датасет) для обучения:

$$Y_{m \times 1} = S, \quad X_{m \times 3} = [\mathbf{1}, \mathbf{T}, \mathbf{R}], \mathbf{a}_{3 \times 1} = (a_0, a_1, a_2)^T.$$

С учетом требований статистической теории, данные необходимо стандартизировать для удовлетворения требованиям нормальности:

$$\begin{aligned} X_{\min} &= \min(X^k), & X_{\max}^k &= \max(X^k), \\ Y_{\min} &= \min(Y), & Y_{\max} &= \max(Y), \\ X^k &= \frac{X^k - X_{\min}^k}{X_{\max}^k - X_{\min}^k}, & Y &= \frac{Y - Y_{\min}}{Y_{\max} - Y_{\min}}. \end{aligned}$$

где операции минимума и максимума берутся по столбцам.

Оценка модели методом наименьших квадратов приводит к следующим значениям среднего и дисперсии:

$$\begin{aligned} \mathbf{a}_{ols} &= (0,3250, 0,8059, -0,3759)^T, \quad \sigma^2 = 0,0459, \\ \sigma_{\mathbf{a}} &= (0,0886, 0,1653, 0,1478)^T. \end{aligned}$$

На основе этих оценок и правила «трех сигм» определяются интервалы случайных параметров (4) и шума (5), причем интервалы шумов одинаковы для всех точек наблюдения:

$$\begin{aligned} \mathcal{A} &= [\mathbf{a}_{ols} - 3\sigma_{\mathbf{a}}, \mathbf{a}_{ols} + 3\sigma_{\mathbf{a}}] = \begin{bmatrix} 0,0591 & 0,5910 \\ 0,3099 & 1,3019 \\ -0,8192 & 0,0675 \end{bmatrix}, \\ \Xi &= [-3\sigma, 3\sigma] = [-0,6424, 0,6424]. \end{aligned} \quad (21)$$

Решение уравнения (18) приводит к определению оптимального значения λ , которые определяют энтропийно-оптимальные распределения параметров в соответствии с (15)–(16) (см. табл. 1 и рис. 5).

Таблица 1. Оптимальные значения множителей Лагранжа λ

j	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
λ_j	-1,3274	-1,9910	2,0579	-0,8858	0,8545	-0,9223	-1,4929	-0,7539	2,6871	-0,8233
j	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
λ_j	1,0640	-1,1957	-0,6579	-0,2567	-1,0819	-1,0518	-0,1353	5,8824	-0,6201	-0,4658
j	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
λ_j	-0,5856	2,5382	-0,2708	0,3559	0,2002	-1,0294	-6,2172	-0,9045	-0,9670	-1,1241
j	31	32	33	34	35	36	37			
λ_j	-2,6671	1,9400	0,1695	9,3582	0,3763	1,2592	-0,6660			

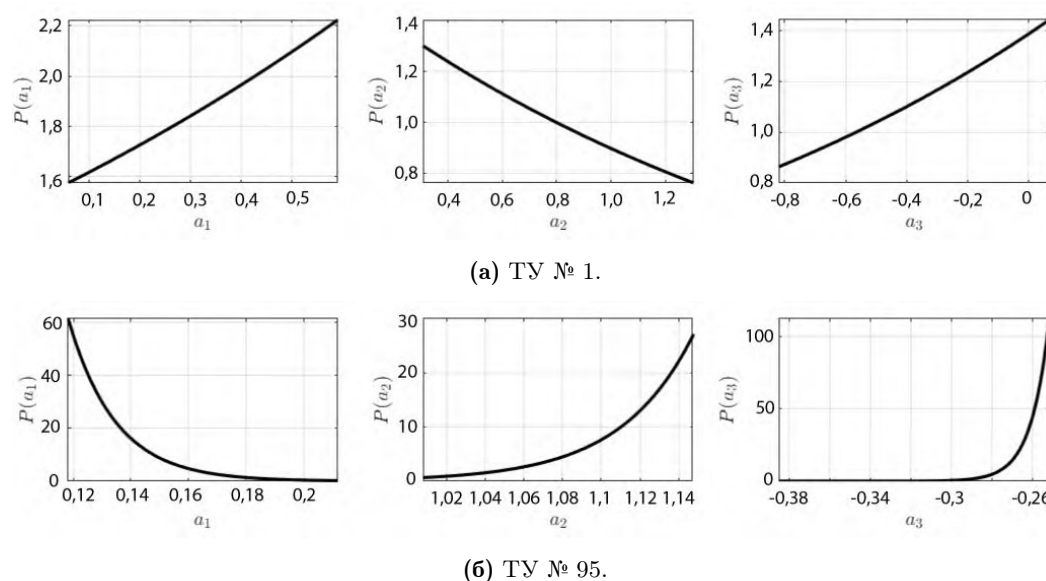


Рис. 5. Энтропийно-оптимальные распределения параметров модели.

Имея энтропийно-оптимальные распределения, можно вычислить средние (по распределению) значения параметров:

$$\mathbf{a}_{mee} = \mathbb{E}[\mathbf{a}] = \int_{\mathcal{A}} \mathbf{a}P(\mathbf{a})d\mathbf{a} = (0,3403, 0,7622, -0,3382)^T.$$

Результат моделирования и прогнозирования на 10 лет для ТУ № 1 и № 95 показан на рис. 6.

Указанную последовательность действий необходимо повторить для каждого ТУ. Качество моделирования оценивается с помощью среднеквадратической ошибки RMSE и средней абсолютной процентной ошибки MAPE между прогнозной (модельной) $\widehat{S}$ и реальной траекториями S :

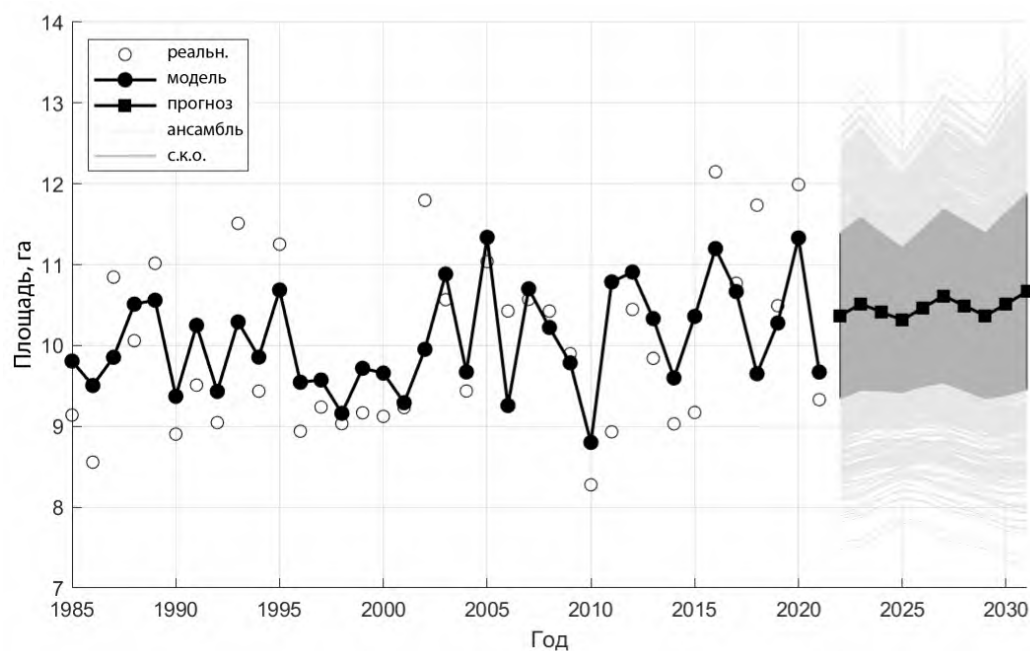
$$\text{RMSE} = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - \widehat{S}_i)^2 \right)^{1/2}, \quad \text{MAPE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{S_i - \widehat{S}_i}{S_i} \right|. \quad (22)$$

Результаты экспериментов представлены в рис. 2. Для каждого региона приведены усредненная по региону доля пропущенных значений ρ и ошибок RMSE и MAPE, а на рис. 7 приведены значения ошибки MAPE для каждого тестового участка.

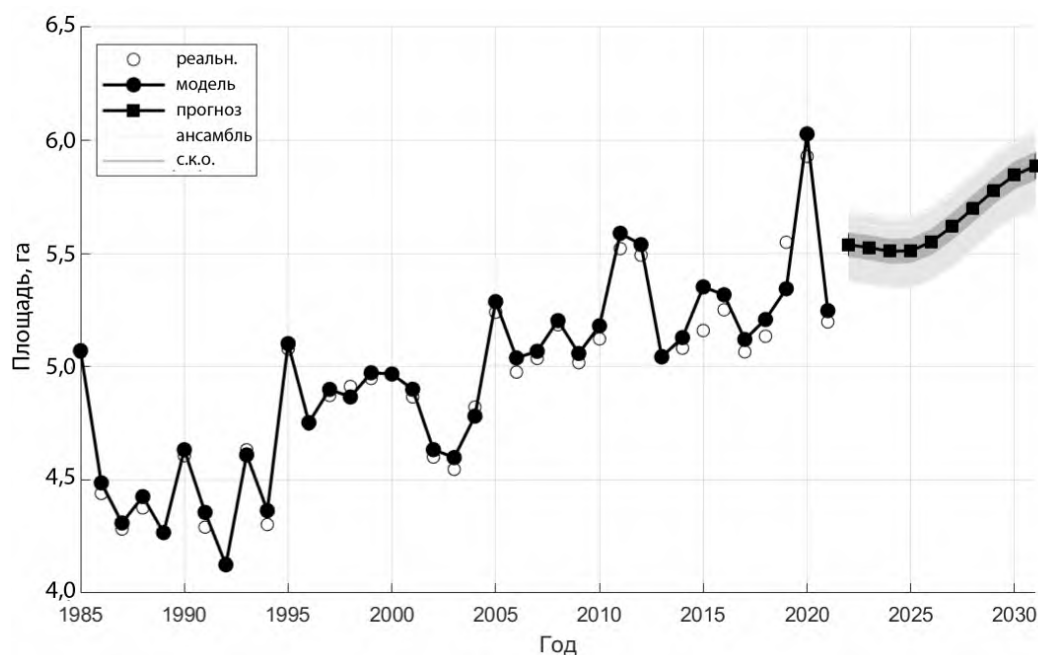
Таблица 2. Результаты моделирования по данным с пропусками

Регион	ρ	RMSE	MAPE
Юг	0,3782	0,9168	5,7762
Гыдан	0,5086	0,9274	7,9677
Ямал	0,6060	0,7126	10,0550
Таймыр верхняя Арктика	0,8225	0,4134	4,6721
Таймыр нижняя Арктика	0,7450	0,3536	3,1989
Таймыр субарктика	0,6725	0,3708	2,8365

Согласно результатам, приведенным в рис. 2 и на рис. 7, ошибка моделирования площади MAPE для большинства регионов не превышает 10%, однако для некоторых тестовых участков превосходит данное значение. Это может быть обусловлено как недостаточным качеством линейной модели, так и высокой долей пропущенных значений, в результате чего оценивание проводилось по малому набору точек.



(а) ТУ № 1.



(б) ТУ № 95.

Рис. 6. Результаты моделирования площади.

6.3. Моделирование площади по восстановленным данным

В данном разделе приведены результаты моделирования площади озер с помощью линейной динамической модели (7) по восстановленным данным. Порядок p модели выбирается индивидуально для каждого тестового участка с целью минимизации среднеквадратической ошибки моделирования. Результаты экспериментов приведены в рис. 3 по регионам.

Полученные результаты показывают, что ошибка моделирования при использовании линейной динамической модели уменьшилась более чем в 2 раза в среднем по регионам по сравнению с использованием линейной статической модели.

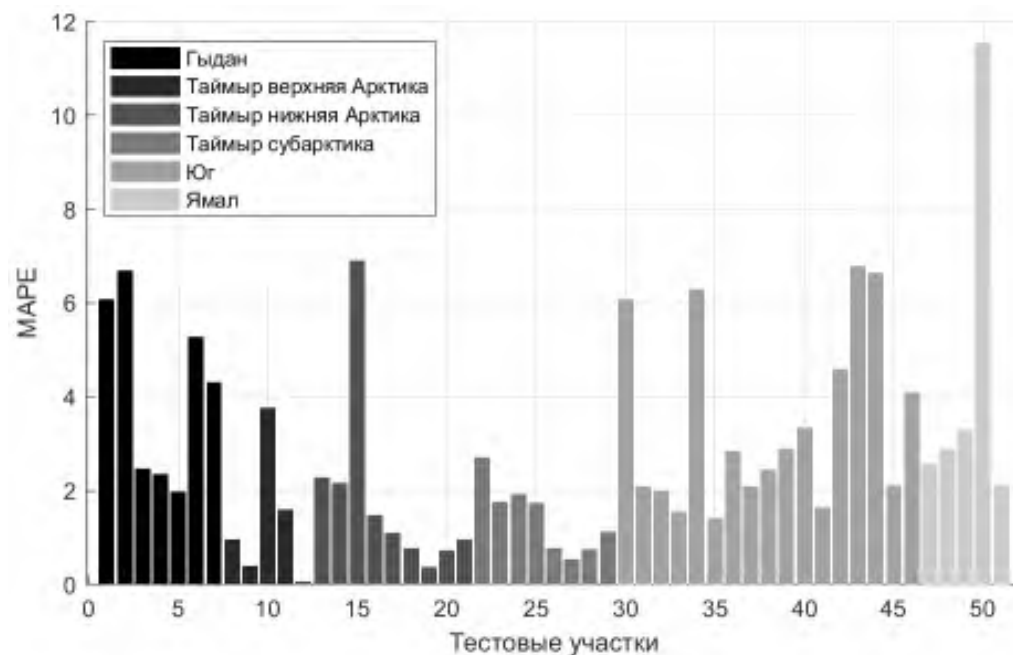


Рис. 7. Ошибки модели (1).

Таблица 3. Результаты моделирования по данным с пропусками

Регион	ρ	RMSE	MAPE
Юг	0,3782	0,5443	3,4984
Гыдан	0,5086	0,4844	4,0794
Ямал	0,6060	0,7908	4,5316
Таймыр верхняя Арктика	0,8225	0,1887	1,8872
Таймыр нижняя Арктика	0,7450	0,1691	1,5066
Таймыр субарктика	0,6725	0,1938	1,3951

6.4. Результаты прогнозирования площади

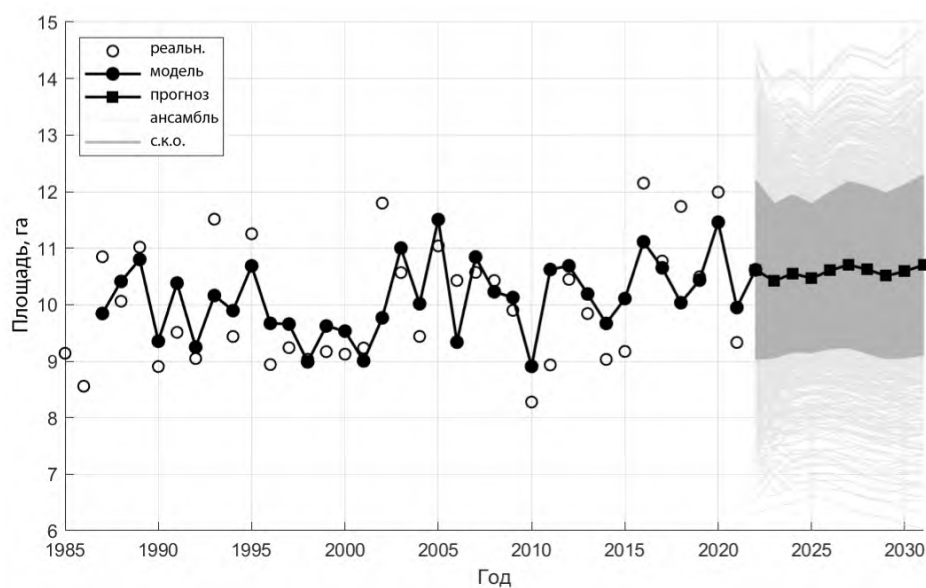
Прогнозирование площади термокарстовых озер проводилось отдельно для каждого тестового участка с помощью описанного ранее алгоритма рандомизированного прогнозирования и с использованием линейной динамической модели порядка p . Прогноз строился на ближайшие 10 лет отдельно для каждого тестового участка. Для примера приведены графики прогнозных траекторий для ТУ № 1 и ТУ № 95 (рис. 8).

6.5. Агрегация результатов

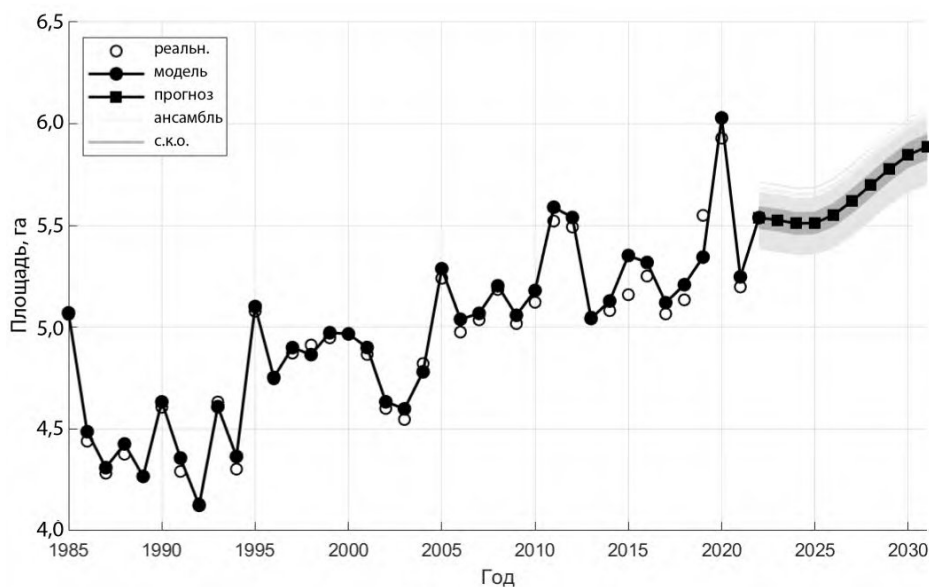
Учитывая большое количество ТУ трудно проанализировать результаты моделирования для всего региона. Для достижения целей обобщения полученных результатов на весь регион и его представление необходимо провести их агрегацию по всем ТУ, входящим в регион.

Моделирование площади термокарстовых озер проводилось с помощью обучения рандомизированной динамической модели (?). Прогноз строится на ближайшие 10 лет методом рандомизированного прогнозирования отдельно для каждого тестового участка.

На рис. 9 приведен график распределения порядка модели для всех тестовых участков с разбивкой по регионам. Так, например, для региона «Гыдан» 4 из 7 тестовых участков моделировались с помощью модели порядка 4, а остальные 3 – моделями порядка 1, 2 и 3. Преобладание в данном регионе моделей более высокого порядка может свидетельствовать о большей зависимости площади озер от значений предыдущих лет. С другой стороны, для региона «Юг» наблюдается обратная ситуация, когда



(а) ТУ № 1.



(б) ТУ № 95.

Рис. 8. Прогнозирование площади.

большинство ТУ моделировались моделями 0, 1 или 2 порядка и лишь несколько участков более высокими.

На рис. 10 приведен графики среднего прогнозируемого изменения площади озёр за ближайшие 10 лет по регионам. Изменение площади вычисляется относительно среднего значения за последние 3 года существующих данных, т.е. 2019, 2020 и 2021, и показывает средний относительный прирост площади

$$\bar{y} = \frac{1}{3}(y_{2019} + y_{2020} + y_{2021}),$$

$$\Delta S_n = \frac{y_n - \bar{y}}{\bar{y}}, \quad n = 2022, 2023, \dots, 2031. \quad (23)$$

Согласно графикам, приведенным на рис. 10, можно выделить группу регионов «Таймыр верхняя Арктика», «Таймыр нижняя Арктика» и «Таймыр субарктика», для

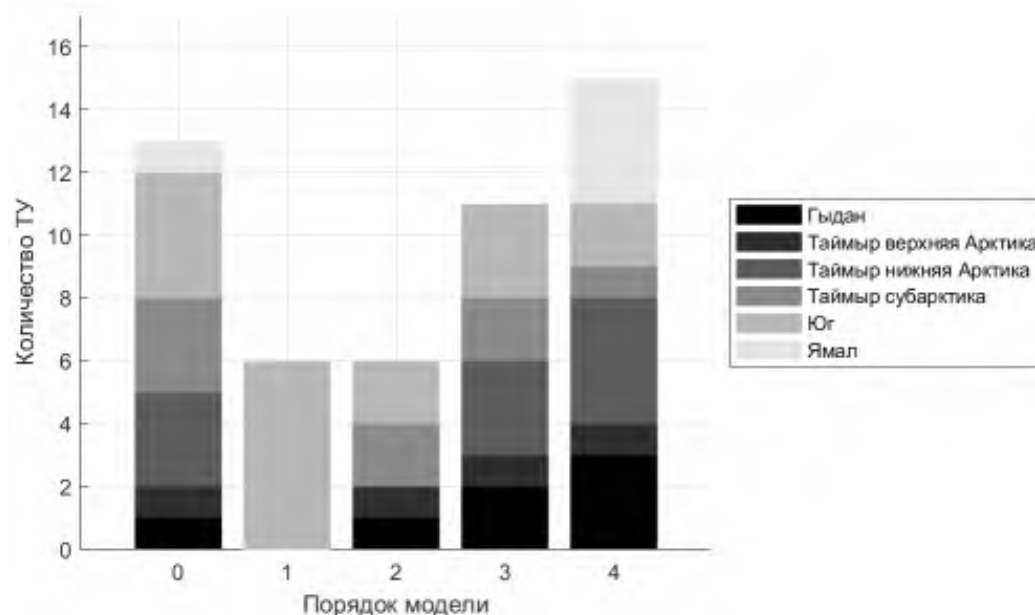


Рис. 9. Распределение по порядку модели для всех ТУ.

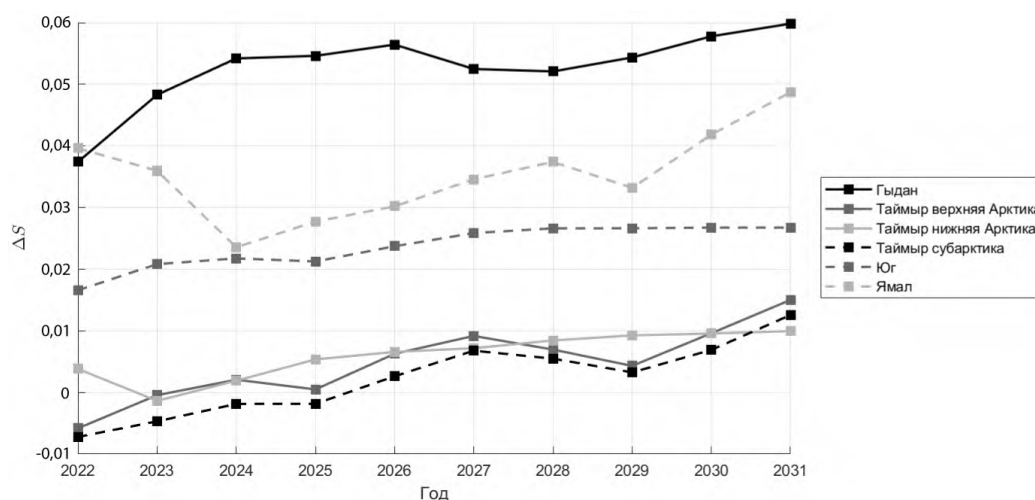


Рис. 10. Прогноз среднего изменения площади озёр по регионам.

которых графики ведут себя похожим образом, а среднее прогнозируемое изменение площади к 2031 году составляет 1–2%. Примерно такое же итоговое среднее значение прироста площади в 2% прогнозируется для региона «Юг», однако график для данного региона выглядит более «ровным» и «стабильным» благодаря большому количеству тестовых участков в нём. Наибольшие прирост средней площади около 4% и 5% прогнозируется для регионов «Ямал» и «Гыдан» соответственно.

На рис. 11 приведен график изменения площади тестовых участков. Точки соответствуют координатам тестовых участков, размер маркера обозначает степень изменения, а цвет соответствует региону.

В рис. 4 приведены некоторые показатели, полученные в рамках экспериментов. В целом можно отметить следующее:

- Гыдан – наибольший прирост 13.9% –ТУ № 16;
- Таймыр верхняя Арктика – наибольший прирост 9% –ТУ № 95;
- Таймыр нижняя Арктика – наибольший прирост 5.5% –ТУ № 102;
- Таймыр субарктика – наибольший прирост 4% –ТУ № 111;
- Юг – наибольший прирост 16.9% –ТУ № 14;
- Ямал – наибольший прирост 6.6% –ТУ № 28.

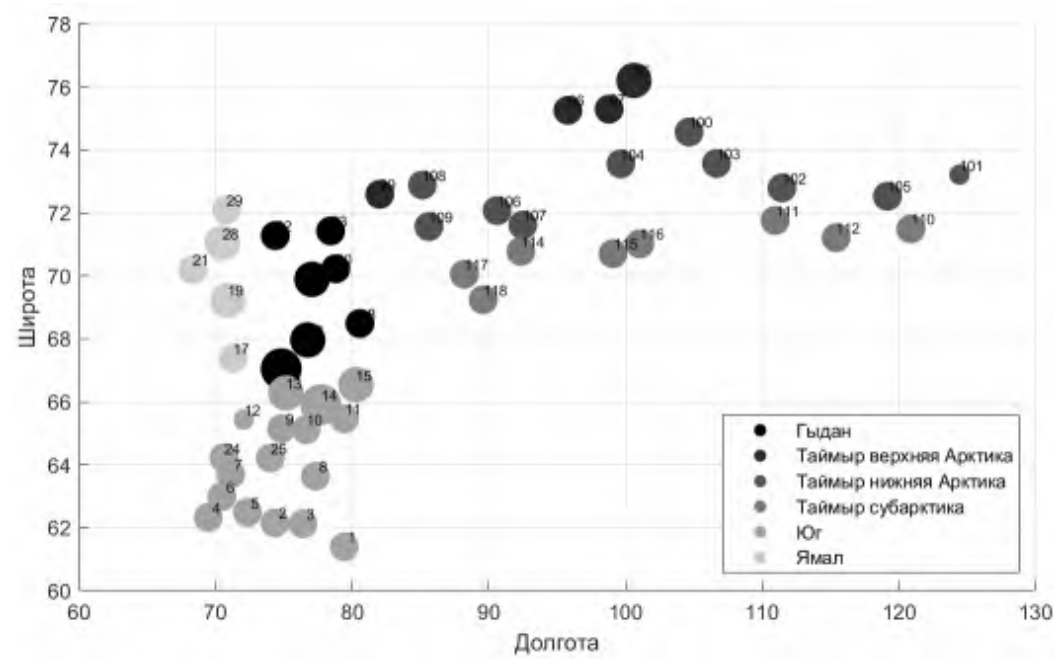


Рис. 11. Карта изменения площади ТУ.

Таблица 4. Итоговые показатели

Название региона	Количество ТУ	Среднее значение	ТУ с наименьшим значением	Наименьшее значение	ТУ с наибольшим значением	Наибольшее значение
Гыдан	7	0,0514	23	−0,0075	16	0,1391
Таймыр верхняя Арктика	4	0,0183	97	−0,0202	95	0,0899
Таймыр нижняя Арктика	10	0,0122	101	−0,0075	102	0,0548
Таймыр субарктика	8	0,0136	118	−0,0061	111	0,0401
Юг	17	0,0225	12	−0,0310	14	0,1688
Ямал	5	0,0422	29	0,0331	28	0,0656
ВСЕГО	51	0,0247	12	−0,0310	14	0,1688

7. Заключение

В работе рассматривается задача моделирования и прогнозирования площади термокарстовых озер с помощью метода рандомизированного машинного обучения, позволяющего строить статистические модели в условиях малого объема данных и неструктурированных шумов измерений. В ходе экспериментов было рассмотрено две модели площади озер: линейная статическая модель от значения климатических показателей температуры и количества осадков и линейная динамическая модель, позволяющая учитывать динамику исторических значений площади. В результате моделирования было показано, что переход к динамической модели площади и восстановление пропущенных данных позволяют значительно уменьшить среднюю ошибку моделирования.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 22-11-20023).

Список литературы

Дубнов Ю. А. Энтропийное оценивание в задачах классификации // Автоматика и телемеханика. — 2019. — № 3. — С. 138—151. — DOI: [10.1134/S0005231019030097](https://doi.org/10.1134/S0005231019030097).
Дубнов Ю. А. и Булычев А. В. Байесовская идентификация смешанных гауссовских моделей // Информационные технологии и вычислительные системы. — 2017. — № 1. — С. 101—114.

- Дубнов Ю. А., Полищук В. Ю., Попков А. Ю. *и др.* Энтропийно-рандомизированное прогнозирование эволюции площади термокарстовых озёр // Челябинский физико-математический журнал. — 2021а. — Т. 6, № 3. — С. 384–396. — DOI: [10.47475/2500-0101-2021-16312](https://doi.org/10.47475/2500-0101-2021-16312).
- Дубнов Ю. А., Полищук В. Ю., Попков Ю. С. *и др.* Метод энтропийно-рандомизированного восстановления пропущенных данных // Автоматика и телемеханика. — 2021b. — С. 140–160. — DOI: [10.31857/S0005231021040061](https://doi.org/10.31857/S0005231021040061).
- Дубнов Ю. А., Попков А. Ю., Полищук В. Ю. *и др.* Алгоритмы рандомизированного машинного обучения для прогнозирования эволюции площади термокарстовых озёр в зонах вечной мерзлоты // Автоматика и телемеханика. — 2023. — № 1. — DOI: [10.31857/S0005231023010051](https://doi.org/10.31857/S0005231023010051).
- Миронов М. С., Шорникова А. В., Сидорина И. Е. *и др.* Изучение эмиссии метана в термокарстовых озерах полуострова Ямал с помощью методов дистанционного зондирования Земли и наземных исследований // Материалы 20-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». — Москва : Институт космических исследований РАН, 2022. — DOI: [10.21046/20DZZconf-2022a](https://doi.org/10.21046/20DZZconf-2022a).
- Полищук В. Ю., Муратов И. Н., Куприянов М. А. *и др.* Моделирование полей термокарстовых озёр в зоне вечной мерзлоты на основе геоимитационного подхода и спутниковых снимков // Математические заметки СВФУ. — 2020. — Т. 27, № 1. — С. 101–114. — DOI: [10.25587/SVFU.2020.75.78.007](https://doi.org/10.25587/SVFU.2020.75.78.007).
- Полищук В. Ю., Муратов И. Н. *и* Полищук Ю. М. Проблемы моделирования пространственной структуры полей термокарстовых озёр в зоне вечной мерзлоты на основе спутниковых снимков // Вестник Югорского государственного университета. — 2018. — Т. 3, № 50. — С. 88–100. — DOI: [10.17816/byusu2018088-100](https://doi.org/10.17816/byusu2018088-100).
- Попков А. Ю. Рандомизированное машинное обучение нелинейных моделей с применением к прогнозированию развития эпидемического процесса // Автоматика и телемеханика. — 2021. — № 6. — С. 149–168. — DOI: [10.31857/S0005231021060064](https://doi.org/10.31857/S0005231021060064).
- Попков Ю. С. Рандомизация и энтропия в обработке данных, динамических системах, машинном обучении. — Москва : ЛЕНАНД, 2023.
- Попков Ю. С. *и* Дубнов Ю. А. Энтропийно-робастное рандомизированное прогнозирование при малых объемах ретроспективных данных // Автоматика и телемеханика. — 2016. — № 5. — С. 109–127.
- Попков Ю. С., Дубнов Ю. А. *и* Попков А. Ю. Прогнозирование развития эпидемии COVID-19 в странах Европейского союза с использованием энтропийно-рандомизированного подхода // Информатика и автоматизация. — 2021. — Т. 20, № 5. — С. 1010–1033. — DOI: [10.15622/20.5.1](https://doi.org/10.15622/20.5.1).
- Попков Ю. С., Попков А. Ю. *и* Дубнов Ю. А. Рандомизированное машинное обучение при ограниченных наборах данных: от эмпирической вероятности к энтропийной рандомизации. — Москва : ЛЕНАНД, 2019.
- Попков Ю. С., Попков А. Ю. *и* Дубнов Ю. А. Элементы рандомизированного прогнозирования и его применение для предсказания суточной электрической нагрузки энергетической системы // Автоматика и телемеханика. — 2020. — № 7. — С. 148–172. — DOI: [10.1134/S0005231019070107](https://doi.org/10.1134/S0005231019070107).
- Степаненко В. М., Мачульская Е. Е., Глаголев М. В. *и др.* Моделирование эмиссии метана из озёр зоны вечной мерзлоты // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. — 2011. — Т. 47, № 2. — С. 275–288.
- Феллер В. Введение в теорию вероятностей и ее приложения. — Москва : Мир, 1967.
- Фельдман Г. М. Термокарст и вечная мерзлота. — Новосибирск : Наука, 1984.
- Golan A., Judge G. G. *and* Miller D. Maximum entropy econometrics. Robust estimation with limited data. — New York : Wiley, 1996. — 307 p.
- Jaynes E. T. Information theory and statistical mechanics // Physical review. — 1957. — Vol. 106, no. 4. — P. 620–630.
- Kapur J. N. Maximum-entropy models in science and engineering. — John Wiley & Sons, 1989.
- Karlsson J., Lyon S. *and* Destouni G. Temporal Behavior of Lake Size-Distribution in a Thawing Permafrost Landscape in Northwestern Siberia // Remote Sensing. — 2014. — Vol. 6, no. 1. — P. 621–636. — DOI: [10.3390/rs6010621](https://doi.org/10.3390/rs6010621).
- Kirpotin S. N., Polishchuk Y. *and* Bryksina N. Abrupt changes of thermokarst lakes in Western Siberia: impacts of climatic warming on permafrost melting // International Journal of Environmental Studies. — 2009. — Vol. 66, no. 4. — P. 423–431. — DOI: [10.1080/00207230902758287](https://doi.org/10.1080/00207230902758287).
- Kullback S. *and* Leibler R. A. On information and sufficiency // The annals of mathematical statistics. — 1951. — Vol. 22, no. 1. — P. 79–86.
- Levine R. D. *and* Tribus M. Maximum entropy formalism // Maximum Entropy Formalism Conference. — Massachusetts Institute of Technology, 1978.
- Neumann J. von. Various Techniques Used in Connection With Random Digits // Journal of Research of the National Bureau of Standards, Appl. Math. Series. — 1951. — Vol. 12. — P. 36–38.
- Nocedal J. *and* Wright S. Numerical optimization. — Springer Science & Business Media, 2006.

- Popkov Yu. S., Dubnov Yu. *and* Popkov A. New Method of Randomized Forecasting Using Entropy-Robust Estimation: Application to the World Population Prediction // Mathematics. — 2016. — Vol. 4, no. 1. — P. 16. — DOI: [10.3390/math4010016](https://doi.org/10.3390/math4010016).
- Popkov Yu. S., Popkov A. Yu., Dubnov Yu. A., *et al.* Entropy-Randomized Forecasting of Stochastic Dynamic Regression Models // Mathematics. — 2020. — Vol. 8, no. 7. — P. 1119. — DOI: [10.3390/math8071119](https://doi.org/10.3390/math8071119).
- Popkov Yu. S., Popkov A. Yu., Dubnov Yu. A., *et al.* Entropy Randomization in Machine Learning. — Chapman, Hall/CRC, 2022. — DOI: [10.1201/9781003306566](https://doi.org/10.1201/9781003306566).
- Sudakov I. *and* Vakulenko S. A. A mathematical model for a positive permafrost carbon-climate feedback // IMA Journal of Applied Mathematics. — 2014. — Vol. 80, no. 3. — P. 811–824. — DOI: [10.1093/imamat/hxu010](https://doi.org/10.1093/imamat/hxu010).
- Verpoorter Ch., Kutser T., Seekell D. A., *et al.* A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery // Geophysical Research Letters. — 2014. — Vol. 41, no. 18. — P. 6396–6402. — DOI: [10.1002/2014GL060641](https://doi.org/10.1002/2014GL060641).
- Walter K. M., Smith L. C. *and* Stuart Chapin F. Methane bubbling from northern lakes: present and future contributions to the global methane budget // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. — 2007. — Vol. 365, no. 1856. — P. 1657–1676. — DOI: [10.1098/rsta.2007.2036](https://doi.org/10.1098/rsta.2007.2036).
- Zabelina S. A., Shirokova L. S., Klimov S. I., *et al.* Carbon emission from thermokarst lakes in NE European tundra // Limnology and Oceanography. — 2020. — Vol. 66, S1. — DOI: [10.1002/lno.11560](https://doi.org/10.1002/lno.11560).

SPATIOTEMPORAL ANALYSIS OF THE TERMOKARST LAKES EVOLUTION USING REMOTE SENSING AND RANDOMIZED MACHINE LEARNING AND FORECASTING

Yu. A. Dubnov^{*,1} , A. Yu. Popkov¹ , Yu. S. Popkov^{1,2} , M. A. Kupriyanov³ ,
V. Yu. Polishchuk⁴ , A. V. Melnikov³ , and Yu. M. Polishchuk³ 

¹Federal Research Center “Computer Science and Control” of RAS, Moscow, Russia

²Institute of Control Problems of RAS, Moscow, Russia

³Ugra Research Institute of Information Technologies, Khanty-Mansiysk, Russia

⁴Institute of Monitoring of Climatic and Ecological System of SB RAS, Tomsk, Russia

****Correspondence to:** Alexey Popkov, apopkov@isa.ru, alexeypopkov@yandex.ru

The work is devoted to the problem of forecasting the evolution of the area of thermokarst lakes in the Arctic permafrost zone using the analysis of test areas from several geographical regions. The approach proposed in the work is based on the Randomized Machine Learning method for constructing mathematical models of lake area from climate indicators, learning the model on real data and further forecasting. The results of modeling the dynamics of lake areas using linear static and dynamic models are presented and compared. It is shown that proposed dynamic model can significantly reduce the average modeling error.

Keywords: thermokarst lakes, information entropy, randomized machine learning, static and dynamic models, missing data, randomized forecasting, climate change.

Citation: Dubnov, Yu. A., A. Yu. Popkov, Yu. S. Popkov, M. A. Kupriyanov, V. Yu. Polishchuk, A. V. Melnikov, and Yu. M. Polishchuk (2024), Spatiotemporal Analysis of the Termokarst Lakes Evolution Using Remote Sensing and Randomized Machine Learning and Forecasting, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5011, <https://doi.org/10.2205/2024ES000935>, EDN: TGQMBR

Received: 15 February 2024
Accepted: 30 August 2024
Published: 30 December 2024

© 2024. The Authors.

References

- Dubnov Yu. A. Entropy-Based Estimation in Classification Problems // *Avtomatika i Telemekhanika*. — 2019. — No. 3. — P. 138–151. — DOI: [10.1134/S0005231019030097](https://doi.org/10.1134/S0005231019030097).
- Dubnov Yu. A. and Boulytchev A. V. Bayesian Identification of a Gaussian Mixture Model // *Information technology and computing systems*. — 2017. — No. 1. — P. 101–114.
- Dubnov Yu. A., Polishchuk V. Yu., Popkov A. Yu., *et al.* Entropine-randomized forecasting of the evolution of the area of thermokarst lakes // *Chelyabinsk Physics and Mathematics Journal*. — 2021a. — Vol. 6, no. 3. — P. 384–396. — DOI: [10.47475/2500-0101-2021-16312](https://doi.org/10.47475/2500-0101-2021-16312).
- Dubnov Yu. A., Polishchuk V. Yu., Popkov Yu. S., *et al.* Entropy-Randomized Missing Date Imputation Method // *Avtomatika i Telemekhanika*. — 2021b. — P. 140–160. — DOI: [10.31857/S0005231021040061](https://doi.org/10.31857/S0005231021040061).
- Dubnov Yu. A., Popkov A. Yu., Polishchuk V. Yu., *et al.* Randomized machine learning algorithms to forecast the evolution of thermokarst lakes area in permafrost zones // *Automation and Telemekhanics*. — 2023. — No. 1. — DOI: [10.31857/S0005231023010051](https://doi.org/10.31857/S0005231023010051).
- Feldman G. M. Thermokarst and permafrost. — Novosibirsk : Nauka, 1984.
- Feller V. Introduction to Probability Theory and Its Applications. — Moscow : Mir, 1967.
- Golan A., Judge G. G. and Miller D. Maximum entropy econometrics. Robust estimation with limited data. — New York : Wiley, 1996. — 307 p.
- Jaynes E. T. Information theory and statistical mechanics // *Physical review*. — 1957. — Vol. 106, no. 4. — P. 620–630.
- Kapur J. N. Maximum-entropy models in science and engineering. — John Wiley & Sons, 1989.
- Karlsson J., Lyon S. and Destouni G. Temporal Behavior of Lake Size-Distribution in a Thawing Permafrost Landscape in Northwestern Siberia // *Remote Sensing*. — 2014. — Vol. 6, no. 1. — P. 621–636. — DOI: [10.3390/rs6010621](https://doi.org/10.3390/rs6010621).

- Kirpotin S. N., Polishchuk Y. and Bryksina N. Abrupt changes of thermokarst lakes in Western Siberia: impacts of climatic warming on permafrost melting // *International Journal of Environmental Studies*. — 2009. — Vol. 66, no. 4. — P. 423–431. — DOI: [10.1080/00207230902758287](https://doi.org/10.1080/00207230902758287).
- Kullback S. and Leibler R. A. On information and sufficiency // *The annals of mathematical statistics*. — 1951. — Vol. 22, no. 1. — P. 79–86.
- Levine R. D. and Tribus M. Maximum entropy formalism // *Maximum Entropy Formalism Conference*. — Massachusetts Institute of Technology, 1978.
- Mironov M. S., Shornikova A. V., Sidorina I. E., *et al.* Study of Methane Emissions in Thermokarst Lakes of the Yamal Peninsula Using Remote Sensing and Ground-Based Research // *Proceedings of the 20th International Conference «Modern Problems of Remote Sensing of the Earth from Space»*. — Moscow : Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, 2022. — DOI: [10.21046/20DZZconf-2022a](https://doi.org/10.21046/20DZZconf-2022a).
- Neumann J. von. Various Techniques Used in Connection With Random Digits // *Journal of Research of the National Bureau of Standards, Appl. Math. Series*. — 1951. — Vol. 12. — P. 36–38.
- Nocedal J. and Wright S. Numerical optimization. — Springer Science & Business Media, 2006.
- Polishchuk V. Yu., Muratov I. N., Kupriyanov M. A., *et al.* Modeling the fields of thermokarst lakes in the permafrost based on the geo-simulation approach and satellite images // *Mathematical notes of NEFU*. — 2020. — Vol. 27, no. 1. — P. 101–114. — DOI: [10.25587/SVFU.2020.75.78.007](https://doi.org/10.25587/SVFU.2020.75.78.007).
- Polishchuk V. Yu., Muratov I. N. and Polishchuk Yu. M. Problems of modeling the spatial structure of thermokarst lake fields in the permafrost based on satellite imagery // *Bulletin of the Yugra State University*. — 2018. — Vol. 3, no. 50. — P. 88–100. — DOI: [10.17816/byusu2018088-100](https://doi.org/10.17816/byusu2018088-100).
- Popkov A. Yu. Randomized machine learning of nonlinear models with application to forecasting the development of an epidemic process // *Avtomatika i Telemekhanika*. — 2021. — No. 6. — P. 149–168. — DOI: [10.31857/S0005231021060064](https://doi.org/10.31857/S0005231021060064).
- Popkov Yu. S. Randomization and Entropy in Data Processing, Dynamic Systems, Machine Learning. — Moscow : LENAND, 2023.
- Popkov Yu. S., Dubnov Yu. and Popkov A. New Method of Randomized Forecasting Using Entropy-Robust Estimation: Application to the World Population Prediction // *Mathematics*. — 2016. — Vol. 4, no. 1. — P. 16. — DOI: [10.3390/math4010016](https://doi.org/10.3390/math4010016).
- Popkov Yu. S., Dubnov Yu. and Popkov A. Forecasting Development of COVID-19 Epidemic in European Union Using Entropy-Randomized Approach // *Informatika i Avtomatizatsiya*. — 2021. — Vol. 20, no. 5. — P. 1010–1033. — DOI: [10.15622/20.5.1](https://doi.org/10.15622/20.5.1).
- Popkov Yu. S. and Dubnov Yu. A. Entropy-robust randomized forecasting under small sets of retrospective data // *Avtomatika i telemekhanika*. — 2016. — No. 5. — P. 109–127.
- Popkov Yu. S., Popkov A. Yu. and Dubnov Yu. A. Randomized Machine Learning with Limited Datasets: From Empirical Probability to Entropic Randomization. — Moscow : LENAND, 2019.
- Popkov Yu. S., Popkov A. Yu. and Dubnov Yu. A. Elements of randomized forecasting and its application to daily electrical load prediction in a regional power system // *Avtomatika i Telemekhanika*. — 2020a. — No. 7. — P. 148–172. — DOI: [10.1134/S0005231019070107](https://doi.org/10.1134/S0005231019070107).
- Popkov Yu. S., Popkov A. Yu., Dubnov Yu. A., *et al.* Entropy-Randomized Forecasting of Stochastic Dynamic Regression Models // *Mathematics*. — 2020b. — Vol. 8, no. 7. — P. 1119. — DOI: [10.3390/math8071119](https://doi.org/10.3390/math8071119).
- Popkov Yu. S., Popkov A. Yu., Dubnov Yu. A., *et al.* Entropy Randomization in Machine Learning. — Chapman, Hall/CRC, 2022. — DOI: [10.1201/9781003306566](https://doi.org/10.1201/9781003306566).
- Stepanenko V. M., Machul'skaya E. E., Glagolev M. V., *et al.* Numerical Modeling of Methane Emissions from Lakes in the Permafrost Zone // *Izvestiya RAS. Physics of the Atmosphere and Ocean*. — 2011. — Vol. 47, no. 2. — P. 275–288.
- Sudakov I. and Vakulenko S. A. A mathematical model for a positive permafrost carbon-climate feedback // *IMA Journal of Applied Mathematics*. — 2014. — Vol. 80, no. 3. — P. 811–824. — DOI: [10.1093/imatat/hxu010](https://doi.org/10.1093/imatat/hxu010).
- Verpoorter Ch., Kutser T., Seekell D. A., *et al.* A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery // *Geophysical Research Letters*. — 2014. — Vol. 41, no. 18. — P. 6396–6402. — DOI: [10.1002/2014GL060641](https://doi.org/10.1002/2014GL060641).
- Walter K. M., Smith L. C. and Stuart Chapin F. Methane bubbling from northern lakes: present and future contributions to the global methane budget // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. — 2007. — Vol. 365, no. 1856. — P. 1657–1676. — DOI: [10.1098/rsta.2007.2036](https://doi.org/10.1098/rsta.2007.2036).
- Zabelina S. A., Shirokova L. S., Klimov S. I., *et al.* Carbon emission from thermokarst lakes in NE European tundra // *Limnology and Oceanography*. — 2020. — Vol. 66, S1. — DOI: [10.1002/lno.11560](https://doi.org/10.1002/lno.11560).

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНОЛОГИИ ЦИФРОВОГО АНАЛИЗА КЕРНА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ И СТРУКТУРЫ ВЫСОКОПРОНИЦАЕМЫХ ПОРОД ПОДЗЕМНЫХ ХРАНИЛИЩ ГАЗА

В. В. Химуля*,¹ 

¹ Институт проблем механики им. А. Ю. Ишлинского РАН, Москва, Россия

* **Контакт:** Валерий Владимирович Химуля, valery.khim@gmail.com

В работе представлены результаты исследований порового пространства высокопористых пород-коллекторов подземного хранилища газа (ПХГ) с помощью методов цифрового анализа снимков компьютерной микротомографии. Применена разработанная методика комплексного неразрушающего анализа структурных и фильтрационно-емкостных свойств, а также численного моделирования гидродинамических процессов средствами ПО GeoDict. Выполнена оценка структурных неоднородностей и трещиноватости пород. Созданы 3D-модели внутреннего пространства образцов на базе разномасштабных снимков. Рассчитаны значения открытой и закрытой пористостей, геодезической извилистости, проведен анализ характеристик путей перколяции в исследуемых породах для различных направлений интрузии. Сделаны выводы об однородности распределения путей перколяции по объему породы. Исследовано пространственное распределение пористости в породах, проведен порометрический анализ породы. Проведено численное моделирование процессов фильтрации на полученных структурах в рамках приближения Стокса для трех выделенных направлений в породе. Показано отсутствие выраженной зависимости изменения фильтрационных свойств в выделенных направлениях от количественных характеристик порового пространства. Сделан вывод о степени анизотропии фильтрационно-емкостных свойств пород. Показано хорошее соответствие измеренных в ходе цифрового анализа характеристик с натурными данными и экспериментально полученными лабораторными значениями. Описанная методика позволяет упростить получение данных о характеристиках крупнозернистых пород-коллекторов, и призвана расширить подходы к неразрушающему анализу кернового материала. Совместное применение предложенной методики цифрового анализа низкопрочных коллекторов и лабораторных геомеханических испытаний керна является одним из этапов в развитии комплексного подхода к определению параметров безопасной эксплуатации газовых скважин и снижению рисков пескопроявлений на месторождениях со слабоцементированными коллекторами.

Ключевые слова: пористость коллекторов, фильтрационно-емкостные свойства, компьютерная томография горных пород, цифровой анализ керна, численное моделирование потока фильтрации, анизотропия проницаемости.

Цитирование: Химуля, В. В. Применение технологии цифрового анализа керна для изучения фильтрационно-емкостных свойств и структуры высокопроницаемых пород подземных хранилищ газа // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES5012. — DOI: 10.2205/2024es000928 — EDN: ORTBLJ

<https://elibrary.ru/ortblj>

Получено: 3 июня 2024 г.

Принято: 31 июля 2024 г.

Опубликовано: 30 декабря 2024 г.

1. Введение

Исследования последних лет в совокупности с опытом разработки сложных месторождений углеводородов показали, что неоднородность и анизотропия свойств коллекторов оказывают значительное влияние на характер массообменных процессов

© 2024. Коллектив авторов.

в пластах. Учет анизотропии фильтрационных свойств необходим для решения проблем оптимизации добычи и повышения коэффициента извлечения, а также при выборе оптимальной системы разработки месторождения [Krivoshechekov et al., 2022]. Многочисленные экспериментальные, теоретические и численные исследования последних десятилетий были направлены на изучение причин анизотропии проницаемости [Clavaud et al., 2008]. В малых масштабах рассмотрения основными причинами возникновения анизотропии фильтрационных свойств считается ориентация минеральных зерен и пор [Wright et al., 2006] или трещин [Chen et al., 1999], которые возникают вдоль рассматриваемого направления в пласте на этапе формирования породы или в силу действующих полей напряжений. Кроме того, слоистость, напластование, сдвиг и уплотнения могут служить барьерами для распространения потока флюидов. Хорошо известно, что неоднородность строения пласта и распределения фильтрационно-емкостных свойств присутствует в разной мере в большинстве месторождений [Алиев и Котлярова, 2017].

Наличие в породах анизотропии проницаемости сказывается при проведении разного рода операций на скважинах, оказывая влияние на движение закачиваемого в высокопроницаемые пласты флюида от нагнетательных к добывающим скважинам, что особенно проявляется на поздних стадиях разработки месторождений или эксплуатации подземных хранилищ газа (ПХГ) и может приводить к низкому коэффициенту охвата залежей [Максимов и др., 2010].

Другим немаловажным параметром для наполнения гидродинамических моделей пласта, а также проведения численных исследований, является пористость. Широкий спектр исследований проводится для фундаментального понимания взаимовлияния фильтрационных и емкостных свойств [Backeberg et al., 2017]. Для создания и наполнения геомеханических и гидродинамических моделей месторождения должны быть учтены такие параметры натурального пласта и слагающей его породы, как размер и распределение пор, их геометрия.

До недавнего времени проницаемость горных пород определялась с помощью лабораторных исследований, каротажа скважин или косвенно, путем корреляции с другими свойствами горных пород. На сегодняшний день одним из перспективных подходов к лабораторному изучению фильтрационно-емкостных свойств пород является численное моделирование процессов фильтрации на структурах, полученных с помощью компьютерной рентгеновской томографии. На базе трехмерных структур возможно провести численное моделирование потока флюидов в пористой среде [Daish et al., 2017]. Данный подход существенно дополняет прямые лабораторные исследования и не оказывает влияния на целостность и внутреннюю структуру образцов горных пород [Mostaghimi et al., 2012].

Проведение лабораторных исследований коллекторов зачастую осложнено существенной ограниченностью объема кернового материала, что делает разработку и апробацию методик неразрушающего анализа особенно актуальной, так как с их помощью можно существенно расширить спектр проводимых измерений, сохранив ценный материал для механических испытаний. Это также обуславливает необходимость апробации создаваемых методик для широкого спектра типов пород, с учетом возможных отличий их свойств, что может наблюдаться даже в рамках одной залежи. Исследуемые в работе породы по физическим и механическим свойствам близки к коллекторам северных шельфовых газовых месторождений, что позволяет адаптировать и реализовать для их анализа методику измерений, примененную ранее в [Khimulia, 2024].

2. Методика и объекты исследований

Для проведения компьютерной томографии и получения изображений образцов использовался высокоразрешающий рентгеновский микротомограф ProCon X-Ray CT-MINI [Химуля и Барков, 2022] Института проблем механики им. А. Ю. Ишлинского РАН (ИПМех РАН). Методика исследования с использованием данного прибора состоит из трех основных этапов: сканирование образца породы в камере томографа; компью-

терная реконструкция снимков и создание 3D-проекта; обработка данных и цифровой анализ. В процессе получения данных источник и детектор неподвижны, а образец вращается вокруг своей оси. Полученный массив проекций затем математически обрабатывается (реконструируется) оператором с помощью специализированного программного обеспечения VGSTUDIO. Реконструированный набор данных загружается в специализированное ПО Geodict Math2Market GmbH, позволяющее проводить многомасштабную обработку 3D-изображений, моделирование, визуализацию и определение свойств материалов [Math2Market GmbH, 2024b].

В данной работе исследовались фильтрационно-емкостные характеристики пород-коллекторов водоносного пласта ПХГ, расположенного в пределах Восточно-Европейской платформы, породы которого представляли собой слабосцементированные высокопористые песчаники с низкой прочностью. Все образцы были взяты из одного интервала отбора керна. Проведены разномасштабные съемки кернового материала: крупномасштабный снимок области с охватом $40 \times 40 \times 40$ мм и низким разрешением для анализа кавернозности и неоднородности материала, после чего сделаны снимки высокого разрешения небольших областей образцов с характерными размерами 3–10 мм для получения детальной картины порового пространства (разрешение получаемого снимка зависит от положения образца перед детектором). Перед сканированием на уникальной Испытательной системе трехосного независимого нагружения ИПМех РАН (ИСТНН) было проведено измерение фильтрационных свойств породы [Карев и др., 2021]. В ходе испытаний была измерена газопроницаемость исследуемого интервала в направлении напластования. Измеренная проницаемость данных пород составила в среднем 8–9 Д. Полученные значения были использованы для сравнения результатов численной цифровой оценки.

После сканирования и реконструкции всех снимков детальная работа с изображениями проводилась в ПО GeoDict. Данные были обработаны единообразно: применены коррективы яркости изображений Gauss и Gradient Brightness correction, задействован фильтр Non Local Means для сглаживания изображения и упрощения процедуры сегментации [Shreyamsha Kumar, 2012]. Сегментация проводилась методом Otsu, который был применен для мелкомасштабного снимка наибольшего размера из выборки, после чего значение полученного порога переносилось на всю выборку методом Global Thresholding в целях единообразия [Bali and Singh, 2015]. На базе созданных структур были проведены вычисления пористости средствами пакета PoroDict. Модуль позволяет определять количество пор, открытых или частично открытых в выбранном направлении образца, т.е. частично воссоздает условия лабораторного измерения пористости методом интрузии. Для каждого образца проводился анализ вдоль трех направлений. Таким образом вычислялись открытая (эффективная) и закрытая пористости для данного направления фильтрации.

С целью изучения геометрической и статистической однородности порового пространства для всех образцов был проделан порометрический анализ и визуализация геометрии пор средствами модулей MatDict и PoroDict на базе сегментированных снимков. Используемый метод основан на вычислении геометрических параметров структур, полученных в результате сегментации 3D-снимков [Taud et al., 2005] и имеет ряд преимуществ по сравнению с традиционными методами порометрии на рассматриваемых масштабах пор и типах пород [Kovářová et al., 2012].

Поля фильтрации были рассчитаны с помощью модуля FlowDict пакета GeoDict [Math2Market GmbH, 2024a]. Модуль FlowDict прогнозирует эффективные свойства материала путем моделирования потока и постобработки результатов моделирования. Для численного моделирования фильтрационных процессов в данной работе использовалась модель течения Стокса [Versteeg and Malalasekera, 2007] с решателем LIR [Linden et al., 2015]. При моделировании потока выставлялись следующие параметры: рабочий флюид – воздух, перепад давлений 100 Па, температура 20 °С.

3. Результаты

Первичные снимки пород были сделаны с целью определения наличия каверн и неоднородностей материала. Крупномасштабные снимки полностью охватывали исходный размер образцов $40 \times 40 \times 40$ мм, в связи с чем возможно добиться лишь низкого разрешения съемки: размер вокселя составил 21,146 мкм. После реконструкции и получения объемного набора данных был сделан вывод об однородности породы на макроуровне и отсутствии каверн. Картина порового пространства однородна, участки напластования визуально не различимы. На рис. 1а показано сравнение части обработанного полномасштабного снимка образца (черным и серым изображены поры и матрица породы, белым – примеси плотных веществ) и результат программного выделения (сегментации) неоднородностей для той же проекции снимка: серым цветом показаны пиксели, которым присвоен ярлык неоднородностей или примесей на основе цветовой дифференциации снимка. На рис. 1б показано объемное распределение выделенных примесей во всем образце (серым выделены отсегментированные примеси более плотного вещества). Несмотря на кажущуюся высокую визуальную плотность распределения выделенных неоднородностей, их объемное содержание в образцах не превышает 2,3%. Исходя из картины их распределения, огибания зерен, формы вкраплений и их плотности был сделан вывод, что выделенные вещества переносились пластовым флюидом, а следовательно не оказывают влияния на общую пористость породы. На рис. 1 также можно заметить выделенную вертикальную плоскость в образце, представляющую собой распределенный след вещества, переносимого при движении пластового флюида. На основе таких следов осуществлялась дополнительная коррекция угла поворота 3D-моделей для выравнивания осей программы вдоль направлений напластования. В соответствии с этим, на будущих детальных снимках оси Y и Z соответствовали ортогональным направлениям напластования, а ось X – направлена перпендикулярно напластованию.

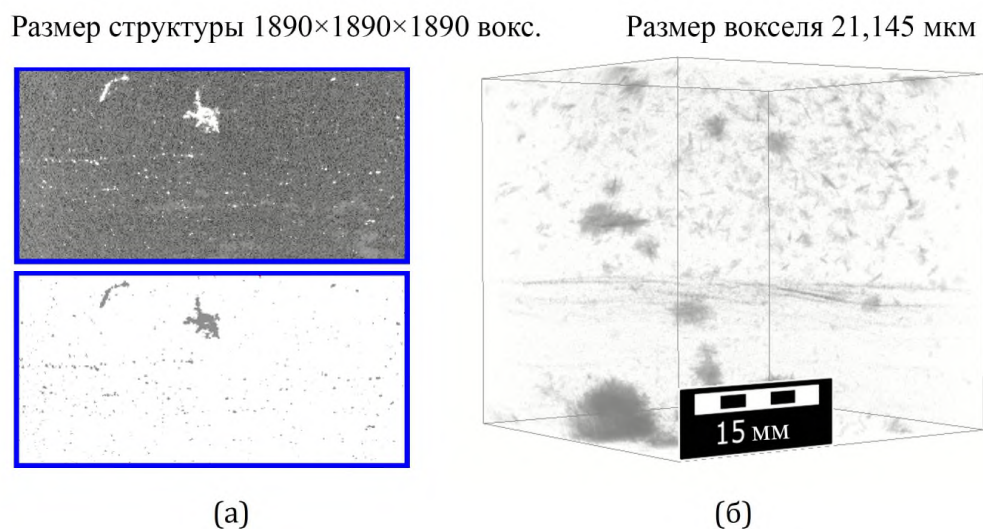


Рис. 1. а – часть проекции КТ снимка и результат сегментации для выделения структурных неоднородностей, б – пространственная картина выделенных плотных примесей в кубическом образце породы.

Далее проводилась съемка в высоком разрешении отдельных частей образцов для получения детальной картины порового пространства. На рис. 2 показаны некоторые из этапов работы со снимками на примере части одной из проекций: на рис. 2а показана часть проекции изображения после реконструкции (серый – зерна, черный – поры), на рис. 2б показана эта же проекция после применения фильтров и выравнивания яркости изображения, на рис. 2в показан результат проведенной пороговой сегментации для этой проекции (серым выделены зерна и их границы, белым – отсеченное поровое пространство).

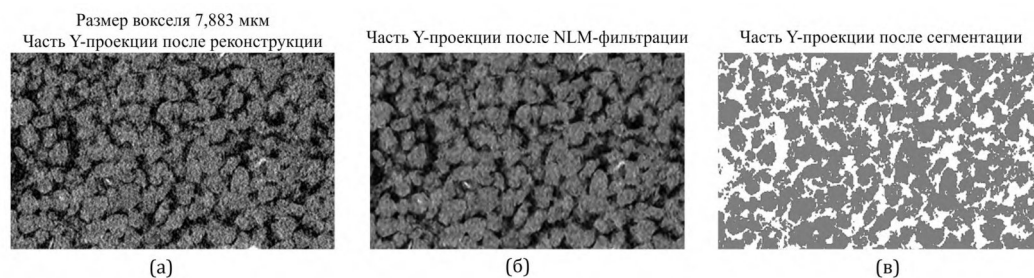


Рис. 2. а – часть проекции изображения после реконструкции, б – эта же проекция после применения фильтров и выравнивания яркости изображения, в – результат проведенной пороговой сегментации для этой проекции.

Для оценки однородности порового пространства образцов были измерены значения геодезической извилистости вдоль трех осей образцов, на основе чего построены карты минимальной длины сквозных фильтрационных путей средствами пакета PoroDict. Для каждого вокселя входной поверхности алгоритм находит кратчайший путь через выбранный материал структуры [Holzer *et al.*, 2023]. На рис. 3 черным изображена часть рассчитанных путей перколяции, а также представлена картина изменения минимальной длины путей перколяции вдоль осей *X* и *Z* в образце, соответствующих направлениям перпендикулярно и параллельно напластованию. Цветом обозначена минимальная длина пути от входной поверхности вдоль выбранного направления до противоположной. Приведенная в качестве примера структура имеет линейные размеры 485 вокселя в каждом направлении, что соответствует физическим размерам около 3,82 мм.

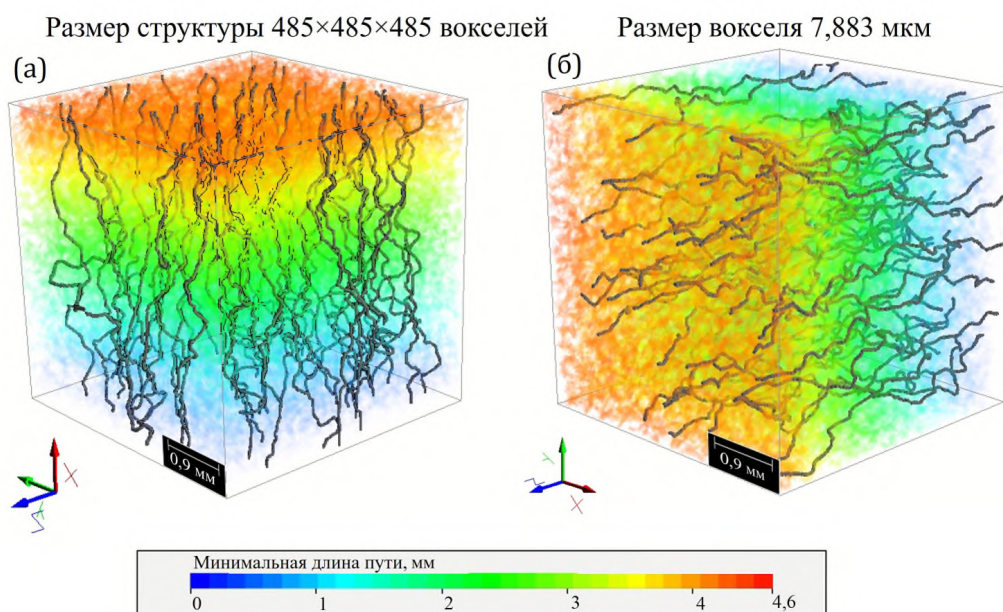


Рис. 3. Пространственная визуализация распределения минимальной длины пути перколяции в направлениях *X* и *Y* в образце (градиент), а также визуализация выборочных путей перколяции (черные линии).

Из рисунков видно, что изменение длины перколяционных путей происходит равномерно вдоль разных осей, отсутствуют заметные изолированные области порового пространства или крупные неоднородности, локально увеличивающие длину пути за счет необходимости огибания. При этом длина полных путей практически одинакова в разных направлениях. Для лучшего количественного сравнения была посчитана средняя геодезическая извилистость для всех направлений в образцах. Средняя геоде-

зическая извилистость количественно определяет длину доступных фильтрационных путей. Она определяется как среднее значение всех длин кратчайших путей, деленное на толщину материала [Stenzel et al., 2016]. Результаты измерений представлены ниже в табл. 1. Также был проведен анализ характеристик путей перколяции, который включал измерение длины перколяционных путей, а также максимальный размер сферической частицы, проходящей по данному каналу. Для 100 построенных перколяционных путей максимальный диаметр фильтрующейся частицы составил в среднем 35–40 мкм.

На базе созданных структур были проведены вычисления пористости средствами пакета PoroDict. Полные результаты анализа представлены в табл. 1. Значение открытой пористости для всех образцов в среднем составило 29–30%, что характерно для высокопроницаемых пород водоносных структур и хорошо согласуется с натурными данными по данному пласту, а также пластам аналогичных ПХГ. Высокие значения открытой пористости также указывают на то, что поровое пространство обладает высокой степенью связности, закрытая пористость, как было измерено, составляет менее 0.13%.

Таблица 1. Сводные результаты проведенного цифрового анализа и численного моделирования.

Образец	Ось	Линейный размер, воксель	Средняя извилистость	Открытая пористость, %	Закрытая пористость, %	Проницаемость, Д
A1.9	X	671	1,07088	29,7919	0,0449	7,21
	Y	634	1,06391	29,7932	0,0438	7,43
	Z	429	1,06273	29,7927	0,0430	7,64
A10.2	X	755	1,06152	32,4843	0,0496	8,80
	Y	764	1,05793	32,4836	0,0512	9,21
	Z	435	1,06101	32,4858	0,0487	9,00
A1.7.2	X	485	1,07878	30,4449	0,1241	7,89
	Y	485	1,06664	30,4439	0,1247	8,61
	Z	485	1,07059	30,4450	0,1229	7,90

На базе созданных моделей был проведен порометрический цифровой анализ порового пространства пород для получения более детальных количественных характеристик. График суммарного распределения пор по размерам на примере характерного образца представлен на рис. 4а. По горизонтальной оси отложены диапазоны размеров регистрируемых пор, а по вертикальной оси отложена доля пор данного размера от общего объема. Как видно из графика, наибольшее число пор имеют размеры 31–47 мкм. Суммарная доля таких пор в поровом пространстве всех образцов составляет в среднем 29–35%. При этом вторым по распространенности является диапазон размеров пор 55–71 мкм, составляющий в среднем 21–24% от всего пустотного пространства. Поры, размерами более 79 мкм составили всего от 5 до 6% от общего объема. При этом самые большие поры имеют размеры до 170 мкм, т.е. крупные пустотные области и каверны отсутствуют, что также подтверждается визуализацией на рис. 4б. На нем показано пространственное распределение пор разных размеров в объеме рассматриваемого образца. Цветом обозначены поры разного размера, согласно шкале справа. Наименьшие по размеру поры (синий цвет) скрыты для удобства визуализации. Такой подход позволяет наглядно проанализировать однородность распределения пор или локальных уплотнений, а также провести точечный анализ геометрических характеристик любой поры.

Как видно из визуализации, поры распределены равномерно по объему, без явно выраженной неоднородности. Участки значимых локальных уплотнений отсутствуют, то есть процесс фильтрации вдоль каждой оси будет происходить преимущественно по всему объему образца, без сильного преобладания отдельных высокопроницаемых участков. Полученная картина распределения хорошо коррелирует с рассчитанными

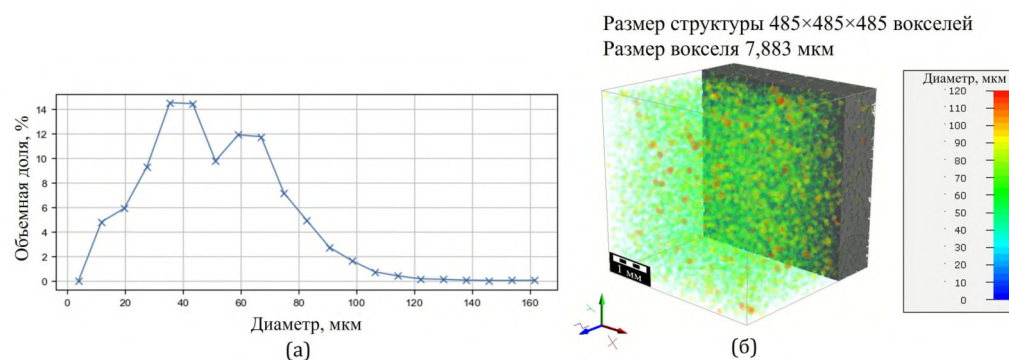


Рис. 4. а – гистограмма распределения пор по размерам, б – визуализация пространственного распределения пор по размерам.

значениями пористостей вдоль выделенных направлений из табл. 1. Проведенный анализ подтверждает однородность пустотного пространства пород и отсутствие неравномерности геометрического распределения пор в объеме образцов.

На базе созданных структур было проведено численное моделирование потоков фильтрации вдоль выделенных осей в образцах с целью оценки фильтрационных свойств и степени анизотропии проницаемости. На рис. 5 визуализировано распределение скоростей рассчитанных потоков фильтрации в направлении трех осей в описываемом образце. Цветом обозначены различные значения скорости потока в ходе фильтрации, согласно шкале снизу. Наименьшие значения скорости сделаны прозрачными для возможности корректной визуализации. Из рисунка видно, что характер распределение потоков фильтрации вдоль осей визуально одинаков. Форма потоков говорит об отсутствии значимых расширений или сужения путей в ходе фильтрации. Отсутствуют зоны, не занятые фильтрацией, что говорит о высокой связности порового пространства. Для количественного анализа различий были вычислены значения средней проницаемости вдоль каждого направления фильтрации.

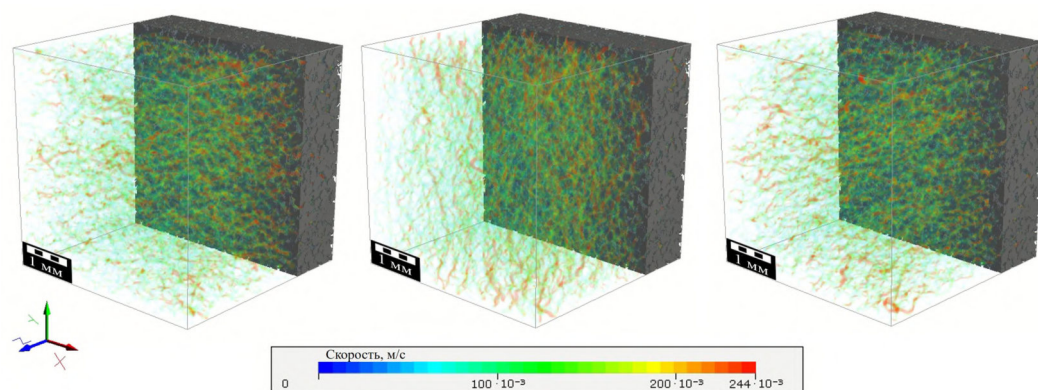


Рис. 5. Визуализация распределения скоростей потока фильтрации вдоль каждого из направлений (X, Y, Z).

Сводные результаты оценки проницаемости образцов представлены в табл. 1. Указано значение вычисленной проницаемости в единицах Дарси (Д) для каждого направления в образцах. Как видно из таблицы, имеется закономерность отношения проницаемости в направлении X по отношению к двум другим направлениям. На основе полученных данных можно сделать вывод о том, что фильтрационные свойства исследуемых пород обладают слабой степенью трансверсальной анизотропии. Отличие проницаемости в направлениях напластования также незначительно отличается для разных образцов: для первых двух образцов отличие не превышает 3%, для последнего образца – 9%. Стоит отметить, что ориентация осей в образцах Y и Z может отличаться

в силу особенностей изготовления образцов, поэтому основное внимание уделяется однозначно выровненной плоскости напластования и перпендикулярной ей оси керна. Проницаемость вдоль осей напластования для разных образцов оказывается на 1–9% больше проницаемости по оси керна. При этом полученные численные оценки хорошо совпадают с экспериментально измеренными значениями проницаемости (лабораторно измеренная проницаемость составляла в среднем 8–9 Д для данного интервала пород), что говорит о достоверности методики обработки и метода сегментации для дальнейшего анализа.

4. Обсуждение результатов

Относительные значения открытой пористости и средней проницаемости, полученные в работе, хорошо соотносятся с результатами полевых специальных исследований методом откачек и нагнетаний, выполненных для соседнего с исследуемым интервала пласта [Гарайшин и Кантюков, 2017], а также согласуются с петрографическими исследованиями коллекторов ПХГ того же типа [Гришин, 2019]. Полученные в ходе цифрового анализа результатов компьютерной томографии кернового материала данные о фильтрационных характеристиках хорошо согласуются с результатами серии лабораторных испытаний образцов данного интервала пород [Карев и др., 2021]. Значение физически измеряемой в упомянутой работе проницаемости по газу экстрагированных образцов данного коллектора для разных условий варьируется от 8,5 до 9 Д. По имеющимся натурным данным, пористость пласта для исследуемого интервала глубин составила 24–27,4% в пластовых условиях всестороннего сжатия. Стоит отметить, что вычисляемые путем цифрового анализа томографических снимков значения поровой проницаемости зачастую дают лишь сравнительную оценку свойств, в то время как абсолютные полученные значения могут отклоняться от физических измерений на 50% и более процентов. Особенно это касается мелкозернистых и плотносцементированных глинистых пород и часто обусловлено разрешением прибора, ограниченностью применяемых моделей и существенным упрощением структуры в ходе сегментации [Кривошеков и Кочнев, 2014]. Благодаря высокому разрешению и подобранным параметрам съемки, равно как и примененным методикам работы с изображениями, получено адекватное соответствие представленных данных с результатами полевых и лабораторных исследований аналогичных пород.

Полученные данные подтверждают ранее обнаруженное [Khimulia et al., 2024] отсутствие выраженной зависимости пористости от направления интрузии в образце, часто характерное для многих типов коллекторов [Wan et al., 2015], что говорит об однородности и высокой связности порового пространства по трем направлениям. При этом проницаемость в среднем оказывается выше в направлениях с более высоким значением открытой пористости, однако чувствительность этих изменений довольно низкая, так как в рамках одного образца могут наблюдаться увеличенные значения проницаемости при более низких показателях открытой пористости или более высоких значениях закрытой пористости. Значения закрытой пористости для отдельных направлений также не позволяют сделать вывод о связи количественных характеристик пустотного пространства с фильтрационными. Значения открытой пористости практически одинаковы в направлениях каждой оси образцов. Эти факты свидетельствуют о том, что незначительное различие фильтрационных свойств данных пород в направлениях вдоль и перпендикулярно напластованию может быть связано с геометрией порового пространства и особенностью напластования, но не связана с трещиноватостью коллектора. Более качественную оценку можно получить из результатов оценки извилистости.

Сравнение результатов измерения геодезической извилистости по трем осям показывает, что величины отличаются незначительно. Это подтверждает вывод о высокой связности порового пространства по всем осям. Можно заметить, что значение извилистости перпендикулярно плоскости напластования имеет меньшую величину. В связи с этим проницаемость вдоль этого направления оказывает ниже, чем в других направле-

ниях. В то же время извилистость в обоих направлениях вдоль плоскости напластования отличается незначительно, несмотря на разницу в значениях проницаемости. Однако тенденция корреляции сохраняется: большая извилистость соответствует меньшей проницаемости. Таким образом, подтверждается возможность использования извилистости при сравнительной оценке фильтрационных свойств пород. Точность этой оценки будет зависеть от диапазона сравниваемых значений проницаемости. В то же время параметр извилистости учитывает только длину направления пути фильтрации, но не принимает во внимание ширину и размер частиц, способных пройти по этому пути. Поэтому гидродинамические модели, основанные только на этом параметре, могут не отражать реальных значений проницаемости.

Построение путей перколяции позволило интегрально оценить минимальную раскрытость фильтрационных каналов на их протяженности, которая равна максимальному диаметру фильтрующей частицы. Полученное значение в 35–40 мкм хорошо согласуется с пиком гистограммы порометрического анализа, что свидетельствует о корректности сделанной оценки и преобладании вклада порового пространства в фильтрационную способность пород.

Результаты анализа трещиноватости и неоднородностей структуры матрицы породы показали, что породы преимущественно однородны по составу. Трещины с габаритами более 20 мкм в материале отсутствуют, неоднородности и точечные примеси оставлены преимущественно фильтрующимся в пласте флюидом и составляют не более 2,3% от общего объема.

Полученные для данных пород пласта ПХГ значения физических параметров очень хорошо коррелируют с оценкой характеристик пород пласта газоконденсатного месторождения, проведенных по описанной методике [Химуля и др., 2024]. Это обосновывает высказанное на основе механических испытаний предположение о принадлежности пород к одному типу, а также подтверждает корректность применяемой методики.

Для данных пород также проведена оценка представительного элементарного объема (Representative Elementary Volume, REV) – наименьшего объема, за пределами которого свойства области не изменяются [Pelissou et al., 2009]. Для его оценки на исходных цифровых 3D-моделях рассчитывалась пористость, после чего из моделей вырезалось определенное количество подвыборок с поэтапно уменьшающимся количеством ячеек и проводилось повторное измерение пористости [Khimulia et al., 2024]. Данная оценка показала, что при размере исследуемой структуры более $3,4 \times 10^6$ вокселей результаты измерений не изменяются. Конечные результаты данного исследования представлены для представительных структур с количеством ячеек более 100×10^6 значительно превышающих вычисленный представительный объем.

5. Заключение и выводы

В работе описаны результаты неразрушающих исследований порового пространства пород-коллекторов водоносного пласта подземного хранилища газа с применением технологий цифрового анализа керна. Проведен анализ структурных, емкостных и фильтрационных свойств крупнозернистых песчаников на базе снимков разномасштабной компьютерной томографии. Применена и апробирована методика комплексного цифрового анализа внутренней структуры пород-коллекторов крупнозернистых высокопористых пород газосодержащего пласта. Созданы 3D-структуры внутреннего пространства образцов, проведен количественный анализ фильтрационно-емкостных свойств породы. На основе крупномасштабного анализа структуры пород сделаны выводы об отсутствии трещиноватости и кавернозности, отсутствии минеральных и металлических примесей в структуре скелета, визуальной неразличимости стратификации и напластования в породе. Содержание примесей, оставленных движением пластового флюида, составляет менее 2,3%

Получены значения открытой и закрытой пористостей вдоль трех направлений в породе, а также проведено вычисление путей перколяции и геодезической извили-

стости фильтрационных путей. Измерена минимальная раскрытость фильтрационных каналов, сделаны выводы об однородности распределения путей перколяции по объему породы. Проведен порометрический анализ, получены геометрические характеристики порового пространства пород, на основе которого сделаны выводы о равномерности распределения пор в образцах и отсутствии каверн или значимых областей уплотнения матрицы.

Проведено численное моделирование процессов фильтрации в рамках для трех выделенных направлений в породе, для каждого из которых вычислены значения проницаемости. Показано отсутствие выраженной зависимости изменения фильтрационных свойств в выделенных направлениях от количественных характеристик пустотного пространства. Сделан вывод о том, что фильтрационные свойства пород близки к изотропным, что позволяет не учитывать данный фактор при дальнейшем построении геолого-гидродинамических моделей месторождения и выборе способов разработки. Проведено сравнение вычисленных в ходе цифрового анализа фильтрационных и емкостных характеристик с натурными данными и экспериментально полученными лабораторными значениями.

Описанная и апробированная в работе методика цифрового анализа данных компьютерной томографии слабощементированных коллекторов позволяет упростить получение данных о характеристиках кернового материала, а также дополнить результаты лабораторных и натурных исследований свойств пластов. Результаты исследования призваны расширить существующие подходы к неразрушающему анализу кернового материала и могут быть использованы для создания и уточнения моделей пластов-объектов хранения газа, интегральной оценки свойств коллектора и разработки эксплуатационной модели ПХГ. Применение предложенной методики для анализа свойств низкопрочных коллекторов, совместно с проведением геомеханических испытаний, позволяет внести вклад в развитие комплексного научного подхода к определению параметров безопасной эксплуатации газовых скважин и снижению рисков пескопроявлений на месторождениях со слабощементированными коллекторами.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-01037, <https://rscf.ru/project/23-77-01037/>. Автор выражает признательность заместителю директора по научной работе Института проблем механики им. А. Ю. Ишлинского РАН (ИПМех РАН) В. И. Кареву и заведующему лабораторией геомеханики ИПМех РАН Ю. Ф. Коваленко за предоставленную возможность использования экспериментального оборудования и вычислительных ресурсов, а также ценные замечания и содействие.

Список литературы

- Алиев З. С. и Котлярова Е. М. Приближенный метод создания и эксплуатации ПХГ в неоднородных по толщине пластах с использованием горизонтальных скважин // Экологическая ответственность нефтегазовых предприятий. — Амирит, 2017. — EDN: ZBVNGD.
- Гарайшин А. С. и Кантюков Р. Р. Выбор пласта-аккумулятора для захоронения промышленных стоков Арбузовского ПХГ // Георесурсы. — 2017. — Т. 1, № 19. — С. 82–89. — DOI: [10.18599/grs.19.1.13](https://doi.org/10.18599/grs.19.1.13). — EDN: YRWLOV.
- Гришин Д. В. Комплексная технология повышения производительности скважин подземных хранилищ газа в условиях разрушения пласта-коллектора : дис. . . канд. / Гришин Д. В. — 2019. — EDN: GYWDSR.
- Карев В. И., Коваленко Ю. Ф., Химуля В. В. и др. Физическое моделирование метода направленной разгрузки пласта // Газовая промышленность. — 2021. — № 7. — С. 66–73. — EDN: QJFUXF.
- Кривошеков С. Н. и Кочнев А. А. Определение емкостных свойств пород-коллекторов с применением рентгеновской томографии керна // Master's journal. — 2014. — Т. 1. — С. 120–128. — EDN: SKFCHR.
- Максимов В. М., Дмитриев Н. М. и Антонец Ю. С. Эффекты тензорного характера относительных фазовых проницаемостей при взаимном вытеснении газа водой в анизотропных пластах // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. — 2010. — 1(1). — С. 25–34. — EDN: SIYMFR.

- Химуля В. В. и Барков С. О. Анализ изменения внутренней структуры низкопроницаемых пород-коллекторов средствами компьютерной томографии при реализации метода направленной разгрузки пласта // Актуальные проблемы нефти и газа. — 2022. — № 39. — С. 27–42. — DOI: [10.29222/ipng.2078-5712.2022-39.art3](https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2022-39.art3).
- Химуля В. В., Барков С. О. и Шевцов Н. И. Цифровое исследование характеристик порового пространства и структурных свойств коллектора газоконденсатного месторождения на основе микротомографии // Процессы в геосредах. — 2024. — № 1. — С. 2332–2340. — EDN: CSQXZO.
- Backeberg N. R., Iacoviello F., Rittner M., *et al.* Quantifying the anisotropy and tortuosity of permeable pathways in clay-rich mudstones using models based on X-ray tomography // Scientific Reports. — 2017. — Vol. 7, no. 1. — DOI: [10.1038/s41598-017-14810-1](https://doi.org/10.1038/s41598-017-14810-1).
- Bali A. and Singh Sh. N. A Review on the Strategies and Techniques of Image Segmentation // 2015 Fifth International Conference on Advanced Computing & Communication Technologies. — IEEE, 2015. — P. 113–120. — DOI: [10.1109/ACCT.2015.63](https://doi.org/10.1109/ACCT.2015.63).
- Chen M., Bai M. and Roegiers J.-C. Permeability tensors of anisotropic fracture networks // Mathematical Geology. — 1999. — Vol. 31, no. 4. — P. 335–373. — DOI: [10.1023/A:1007534523363](https://doi.org/10.1023/A:1007534523363).
- Clavaud J.-B., Mainault A., Zamora M., *et al.* Permeability anisotropy and its relations with porous medium structure // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2008. — Vol. 113, B1. — DOI: [10.1029/2007JB005004](https://doi.org/10.1029/2007JB005004).
- Daish C., Blanchard R., Gulati K., *et al.* Estimation of anisotropic permeability in trabecular bone based on microCT imaging and pore-scale fluid dynamics simulations // Bone Reports. — 2017. — Vol. 6. — P. 129–139. — DOI: [10.1016/j.bonr.2016.12.002](https://doi.org/10.1016/j.bonr.2016.12.002).
- Holzer L., Marmet Ph., Fingerle M., *et al.* Tortuosity and Microstructure Effects in Porous Media: Classical Theories, Empirical Data and Modern Methods. — Springer International Publishing, 2023. — DOI: [10.1007/978-3-031-30477-4](https://doi.org/10.1007/978-3-031-30477-4).
- Khimulia V. V. Digital Examination of Pore Space Characteristics and Structural Properties of a Gas Condensate Field Reservoir on the Basis of μ CT Images // Proceedings of the 9th International Conference on Physical and Mathematical Modelling of Earth and Environmental Processes. — Springer Nature Switzerland, 2024. — P. 23–34. — DOI: [10.1007/978-3-031-54589-4_3](https://doi.org/10.1007/978-3-031-54589-4_3).
- Khimulia V. V., Karev V., Kovalenko Yu., *et al.* Changes in filtration and capacitance properties of highly porous reservoir in underground gas storage: CT-based and geomechanical modeling // Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering. — 2024. — Vol. 16, no. 8. — P. 2982–2995. — DOI: [10.1016/j.jrmge.2023.12.015](https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2023.12.015).
- Kovářová K., Ševčík R. and Weishauptová Z. Comparison of mercury porosimetry and X-ray microtomography for porosity study of sandstones // Acta Geodynamica et Geomaterialia. — 2012. — Vol. 9, no. 4. — P. 168–178.
- Krivoshchekov S., Kochnev A., Kozyrev N., *et al.* Factoring Permeability Anisotropy in Complex Carbonate Reservoirs in Selecting an Optimum Field Development Strategy // Energies. — 2022. — Vol. 15, no. 23. — P. 8866. — DOI: [10.3390/en15238866](https://doi.org/10.3390/en15238866).
- Linden S., Wiegmann A. and Hagen H. The LIR space partitioning system applied to the Stokes equations // Graphical Models. — 2015. — Vol. 82. — P. 58–66. — DOI: [10.1016/j.gmod.2015.06.003](https://doi.org/10.1016/j.gmod.2015.06.003).
- Math2Market GmbH. FlowDict: Single-Phase Fluid Flow. — 2024a. — URL: <https://www.math2market.com/geodict-software/geodict-base-modules/simulation/flowdict> (visited on 06/02/2024).
- Math2Market GmbH. GeoDict - The Digital Material Laboratory. — 2024b. — URL: <https://www.math2market.de> (visited on 06/02/2024).
- Mostaghimi P., Blunt M. J. and Bijeljic B. Computations of Absolute Permeability on Micro-CT Images // Mathematical Geosciences. — 2012. — Vol. 45, no. 1. — P. 103–125. — DOI: [10.1007/s11004-012-9431-4](https://doi.org/10.1007/s11004-012-9431-4).
- Pelissou C., Baccou J., Monerie Y., *et al.* Determination of the size of the representative volume element for random quasi-brittle composites // International Journal of Solids and Structures. — 2009. — Vol. 46, no. 14/15. — P. 2842–2855. — DOI: [10.1016/j.ijsolstr.2009.03.015](https://doi.org/10.1016/j.ijsolstr.2009.03.015).
- Shreyamsha Kumar B. K. Image denoising based on non-local means filter and its method noise thresholding // Signal, Image and Video Processing. — 2012. — Vol. 7, no. 6. — P. 1211–1227. — DOI: [10.1007/s11760-012-0389-y](https://doi.org/10.1007/s11760-012-0389-y).
- Stenzel O., Pecho O., Holzer L., *et al.* Predicting effective conductivities based on geometric microstructure characteristics // AIChE Journal. — 2016. — Vol. 62, no. 5. — P. 1834–1843. — DOI: [10.1002/aic.15160](https://doi.org/10.1002/aic.15160).
- Taud H., Martinez-Angeles R., Parrot J. F., *et al.* Porosity estimation method by X-ray computed tomography // Journal of Petroleum Science and Engineering. — 2005. — Vol. 47, no. 3/4. — P. 209–217. — DOI: [10.1016/j.petrol.2005.03.009](https://doi.org/10.1016/j.petrol.2005.03.009).
- Versteeg H. K. and Malalasekera W. An Introduction to Computational Fluid Dynamics: The Finite Volume Method. — Pearson (England) : Pearson Education Limited, 2007.

- Wan Y., Pan Zh., Tang Sh., *et al.* An experimental investigation of diffusivity and porosity anisotropy of a Chinese gas shale // Journal of Natural Gas Science and Engineering. — 2015. — Vol. 23. — P. 70–79. — DOI: [10.1016/j.jngse.2015.01.024](https://doi.org/10.1016/j.jngse.2015.01.024).
- Wright H. M. N., Roberts J. J. *and* Cashman K. V. Permeability of anisotropic tube pumice: Model calculations and measurements // Geophysical Research Letters. — 2006. — Vol. 33, no. 17. — DOI: [10.1029/2006GL027224](https://doi.org/10.1029/2006GL027224).

APPLICATION OF DIGITAL CORE ANALYSIS TECHNOLOGY TO STUDY FILTRATION-CAPACITY PROPERTIES AND STRUCTURE OF HIGHLY PERMEABLE ROCKS OF UNDERGROUND GAS STORAGE FACILITIES

V. V. Khimulia*,¹ 
¹Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

**Correspondence to: Valerii Khimulia, valery.khim@gmail.com

The paper presents the results of pore space studies of highly porous reservoir rocks of underground gas storage (UGS) facilities using the digital analysis of computed microtomography images. The methodology of complex nondestructive analysis of structural and filtration-capacitance properties has been developed. Structural heterogeneities and rock fracturing were evaluated. 3D-models of specimen inner space were created on the basis of multi-scale images. The values of open and closed porosity, geodesic tortuosity were calculated, the characteristics of percolation paths in the studied rocks were analyzed for different directions of intrusion. Conclusions were made about the homogeneity of percolation path distribution over the rock volume. The spatial distribution of porosity in the rocks was studied, and porometry analysis of the rocks was carried out. Numerical modeling of filtration processes on the obtained structures in the framework of Stokes approximation for three selected directions in the rock by means of GeoDict software was carried out. It is shown that there is no pronounced dependence of changes in filtration properties in the selected directions on the quantitative characteristics of the pore space. The conclusion is made about the degree of anisotropy of filtration-capacitance properties of rocks. The good correspondence of the characteristics measured in the course of digital analysis with in-situ data and experimentally obtained laboratory values is shown. The described technique allows to simplify data acquisition on the characteristics of fine-grained reservoir rocks, and is designed to extend the approaches to nondestructive analysis of core material. Combined application of the proposed methodology of digital analysis of low-strength reservoirs and laboratory geomechanical core testing is one of the stages in the development of a comprehensive approach to determining the parameters of safe operation of gas wells and reducing the risks of sanding in fields with weakly cemented reservoirs.

Keywords: reservoir porosity, filtration-capacitance properties, CT scanning of rocks, digital core analysis, numerical modeling of filtration flow, permeability anisotropy.

Citation: Khimulia, V. V. (2024), Application of Digital Core Analysis Technology to Study Filtration-Capacity Properties and Structure of Highly Permeable Rocks of Underground Gas Storage Facilities, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5012, <https://doi.org/10.2205/2024ES000928>, EDN: ORTBLJ

Received: 3 June 2024

Accepted: 31 July 2024

Published: 30 December 2024


© 2024. The Authors.

References

- Aliyev Z. S. and Kotlyarova E. M. Approximate method of creation and operation of UGS in layers of heterogeneous thickness using horizontal wells // Environmental responsibility of oil and gas enterprises. — Amirit, 2017. — EDN: ZBVNGD.
- Backeberg N. R., Iacoviello F., Rittner M., *et al.* Quantifying the anisotropy and tortuosity of permeable pathways in clay-rich mudstones using models based on X-ray tomography // Scientific Reports. — 2017. — Vol. 7, no. 1. — DOI: [10.1038/s41598-017-14810-1](https://doi.org/10.1038/s41598-017-14810-1).
- Bali A. and Singh Sh. N. A Review on the Strategies and Techniques of Image Segmentation // 2015 Fifth International Conference on Advanced Computing & Communication Technologies. — IEEE, 2015. — P. 113–120. — DOI: [10.1109/ACCT.2015.63](https://doi.org/10.1109/ACCT.2015.63).

- Chen M., Bai M. and Roegiers J.-C. Permeability tensors of anisotropic fracture networks // *Mathematical Geology*. — 1999. — Vol. 31, no. 4. — P. 335–373. — DOI: [10.1023/A:1007534523363](https://doi.org/10.1023/A:1007534523363).
- Clavaud J.-B., Maineuil A., Zamora M., *et al.* Permeability anisotropy and its relations with porous medium structure // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2008. — Vol. 113, B1. — DOI: [10.1029/2007JB005004](https://doi.org/10.1029/2007JB005004).
- Daish C., Blanchard R., Gulati K., *et al.* Estimation of anisotropic permeability in trabecular bone based on microCT imaging and pore-scale fluid dynamics simulations // *Bone Reports*. — 2017. — Vol. 6. — P. 129–139. — DOI: [10.1016/j.bonr.2016.12.002](https://doi.org/10.1016/j.bonr.2016.12.002).
- Garayshin A. S. and Kantukov R. R. Selecting Formation-Accumulator for Industrial Waste Disposal of Arbuzovsky Underground Gas Storage Facility // *Georesursy*. — 2017. — Vol. 1, no. 19. — P. 82–86. — DOI: [10.18599/grs.19.1.13](https://doi.org/10.18599/grs.19.1.13). — EDN: YRWLOV.
- Grishin D. V. Complex technology for increasing the productivity of underground gas storage wells in conditions of reservoir destruction : PhD thesis / Grishin D. V. — 2019. — EDN: GYWDSR.
- Holzer L., Marmet Ph., Fingerle M., *et al.* Tortuosity and Microstructure Effects in Porous Media: Classical Theories, Empirical Data and Modern Methods. — Springer International Publishing, 2023. — DOI: [10.1007/978-3-031-30477-4](https://doi.org/10.1007/978-3-031-30477-4).
- Karev V. I., Kovalenko Yu. F., Khimulya V. V., *et al.* Physical modeling of directional unloading method // *Gazovaya promyshlennost'*. — 2021. — No. 7. — P. 66–73. — EDN: QJFUXF.
- Khimulia V. V. Digital Examination of Pore Space Characteristics and Structural Properties of a Gas Condensate Field Reservoir on the Basis of μ CT Images // *Proceedings of the 9th International Conference on Physical and Mathematical Modelling of Earth and Environmental Processes*. — Springer Nature Switzerland, 2024. — P. 23–34. — DOI: [10.1007/978-3-031-54589-4_3](https://doi.org/10.1007/978-3-031-54589-4_3).
- Khimulia V. V. and Barkov S. O. Analysis of changes in the internal structure of low-permeability reservoir rocks by means of computed tomography after implementation of the directional unloading method // *Actual Problems of Oil and Gas*. — 2022. — No. 39. — P. 27–42. — DOI: [10.29222/ipng.2078-5712.2022-39.art3](https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2022-39.art3).
- Khimulia V. V., Barkov S. O. and Shevtsov N. I. Digital study of pore space and structural properties of a gas condensate field reservoir based on computed tomography IMA // *Processes in geoenvironments*. — 2024a. — No. 1. — P. 2332–2340. — EDN: CSQXZO.
- Khimulia V. V., Karev V., Kovalenko Yu., *et al.* Changes in filtration and capacitance properties of highly porous reservoir in underground gas storage: CT-based and geomechanical modeling // *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*. — 2024b. — Vol. 16, no. 8. — P. 2982–2995. — DOI: [10.1016/j.jrmge.2023.12.015](https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2023.12.015).
- Kovářová K., Ševčík R. and Weishauptová Z. Comparison of mercury porosimetry and X-ray microtomography for porosity study of sandstones // *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. — 2012. — Vol. 9, no. 4. — P. 168–178.
- Krivoshchekov S., Kochnev A., Kozyrev N., *et al.* Factoring Permeability Anisotropy in Complex Carbonate Reservoirs in Selecting an Optimum Field Development Strategy // *Energies*. — 2022. — Vol. 15, no. 23. — P. 8866. — DOI: [10.3390/en15238866](https://doi.org/10.3390/en15238866).
- Krivoshchekov S. N. and Kochnev A. A. Determination of reservoir properties of reservoir rocks using X-ray imaging core // *Master's journal*. — 2014. — Vol. 1. — P. 120–128. — EDN: SKFCHR.
- Linden S., Wiegmann A. and Hagen H. The LIR space partitioning system applied to the Stokes equations // *Graphical Models*. — 2015. — Vol. 82. — P. 58–66. — DOI: [10.1016/j.gmod.2015.06.003](https://doi.org/10.1016/j.gmod.2015.06.003).
- Maksimov V. M., Dmitriev N. M. and Antonevich Yu. S. Tensor character effects of the relative phase permeabilities during mutual gas displacement by water through anisotropic porous media // *Georesources, geoenergetics, geopolitics*. — 2010. — 1(1). — P. 25–34. — EDN: SIYMFR.
- Math2Market GmbH. FlowDict: Single-Phase Fluid Flow. — 2024a. — (visited on 2024/06/02). <https://www.math2market.com/geodict-software/geodict-base-modules/simulation/flowdict>.
- Math2Market GmbH. GeoDict - The Digital Material Laboratory. — 2024b. — (visited on 2024/06/02). <https://www.math2market.de>.
- Mostaghimi P., Blunt M. J. and Bijeljic B. Computations of Absolute Permeability on Micro-CT Images // *Mathematical Geosciences*. — 2012. — Vol. 45, no. 1. — P. 103–125. — DOI: [10.1007/s11004-012-9431-4](https://doi.org/10.1007/s11004-012-9431-4).
- Pelissou C., Baccou J., Monerie Y., *et al.* Determination of the size of the representative volume element for random quasi-brittle composites // *International Journal of Solids and Structures*. — 2009. — Vol. 46, no. 14/15. — P. 2842–2855. — DOI: [10.1016/j.ijsolstr.2009.03.015](https://doi.org/10.1016/j.ijsolstr.2009.03.015).
- Shreyamsha Kumar B. K. Image denoising based on non-local means filter and its method noise thresholding // *Signal, Image and Video Processing*. — 2012. — Vol. 7, no. 6. — P. 1211–1227. — DOI: [10.1007/s11760-012-0389-y](https://doi.org/10.1007/s11760-012-0389-y).
- Stenzel O., Pecho O., Holzer L., *et al.* Predicting effective conductivities based on geometric microstructure characteristics // *AIChE Journal*. — 2016. — Vol. 62, no. 5. — P. 1834–1843. — DOI: [10.1002/aic.15160](https://doi.org/10.1002/aic.15160).

- Taud H., Martinez-Angeles R., Parrot J. F., *et al.* Porosity estimation method by X-ray computed tomography // Journal of Petroleum Science and Engineering. — 2005. — Vol. 47, no. 3/4. — P. 209–217. — DOI: [10.1016/j.petrol.2005.03.009](https://doi.org/10.1016/j.petrol.2005.03.009).
- Versteeg H. K. *and* Malalasekera W. An Introduction to Computational Fluid Dynamics: The Finite Volume Method. — Pearson (England) : Pearson Education Limited, 2007.
- Wan Y., Pan Zh., Tang Sh., *et al.* An experimental investigation of diffusivity and porosity anisotropy of a Chinese gas shale // Journal of Natural Gas Science and Engineering. — 2015. — Vol. 23. — P. 70–79. — DOI: [10.1016/j.jngse.2015.01.024](https://doi.org/10.1016/j.jngse.2015.01.024).
- Wright H. M. N., Roberts J. J. *and* Cashman K. V. Permeability of anisotropic tube pumice: Model calculations and measurements // Geophysical Research Letters. — 2006. — Vol. 33, no. 17. — DOI: [10.1029/2006GL027224](https://doi.org/10.1029/2006GL027224).

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧНОСТИ КОРОБКОВСКОГО
ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ИНИЦИИРОВАННОЙ
МАССОВЫМИ ВЗРЫВАМИА. А. Остапчук^{*1,2}, К. Г. Морозова¹, А. Н. Беседина¹,
Г. А. Гридин^{1,2}, А. В. Григорьева^{1,3}, и Д. В. Павлов¹¹Институт динамики геосфер им. академика М. А. Садовского РАН, Москва, Россия²Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),
Долгопрудный, Россия³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
Россия^{*} **Контакт:** Алексей Андреевич Остапчук, ostapchuk.aa@idg.ras.ru

Интенсификация горных работ всё чаще приводит к появлению крупных природно-техногенных землетрясений и горно-тектонических ударов в ранее слабосейсмичных и асейсмичных областях. Инициирование крупных сейсмических событий связано с проскальзыванием по существующим тектоническим разломам и крупным трещинам, структура которых существенно изменяется вдоль их простирания. В настоящей работе проводится анализ параметров шахтной сейсмичности на Коробковском железорудном месторождении, в пределах которого локализован крупный Северо-Восточный разлом. Анализ проводится с целью оценки вероятности инициирования крупных сейсмических событий на участках разлома с различной структурой осевой зоны. На месторождении применяется технология короткозамедленного взрывания и этажно-камерная система разработки, что вызывает инициирование слабой сейсмичности в пределах шахтного поля. При массовых взрывах во вмещающем массиве сейсмические события локализуются в пределах разрабатываемой камеры. Статистика магнитуд сейсмических событий описывается степенным законом, а значение скейлингового параметра b -value, как правило, меньше 2. При взрывах в окрестности разлома сейсмические события локализуются вдоль его простирания, а скейлинговый параметр b -value имеет значение больше 2. Для Коробковского железорудного месторождения главной особенностью индуцированных событий является их низкая приведенная энергия $8,9 \times 10^{-9} - 4,9 \times 10^{-7}$, Дж/(Н·м) соответствующая классу «медленных» землетрясений. Ядро Северо-Восточного разлома сложено преимущественно породами со свойством скоростного упрочнения, что, также, обуславливает инициирование именно медленных событий. Совместный анализ данных сейсмического мониторинга и сведений о структурных и реологических свойствах пород, слагающих ядро разлома, позволяет предполагать, что в окрестности Северо-Восточного разлома в пределах шахтного поля накопленные деформации могут реализовываться преимущественно посредством медленных и асейсмичных подвижек.

Ключевые слова: медленные землетрясения, скоростное упрочнение, шахтная сейсмичность, тектонический разлом, сейсмический мониторинг.

Цитирование: Остапчук, А. А., К. Г. Морозова, А. Н. Беседина, Г. А. Гридин, А. В. Григорьева, и Д. В. Павлов Особенности сейсмичности Коробковского железорудного месторождения, инициированной массовыми взрывами // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES5013. — DOI: 10.2205/2024es000941 — EDN: LEPIXG

<https://elibrary.ru/lepixg>

Получено: 8 мая 2024 г.

Принято: 11 октября 2024 г.

Опубликовано: 30 декабря 2024 г.

Введение

Для контроля напряженного состояния массива горных пород, а также для предотвращения катастроф и минимизации ущерба от сейсмических событий в зоне добычи полезных ископаемых, широко используются сейсмические и акустические методы контроля [Востриков и др., 2016; Гуляров и др., 2014; Захаров, 2002; Лавров и Шкуратник,

© 2024. Коллектив авторов.

2005; Опарин и др., 2013; Патонин и др., 2018; Смирнов и др., 1995; Шжуратник и Вознесенский, 2009; Bolton et al., 2019; Dixon et al., 2018]. В последние десятилетия интенсификация добычи полезных ископаемых привела не только к росту слабой сейсмичности [Foulger et al., 2018], но и к техногенным землетрясениям значительной магнитуды [Adushkin, 2018; Emanov et al., 2017; Kocharyan et al., 2022]. Крупные землетрясения обычно приурочены к разломам, локализованным в пределах месторождений или в непосредственной близости от зоны ведения работ [Кочарян, 2016]. При этом из-за небольшой глубины очага такие события могут приводить к существенным разрушениям инфраструктуры на поверхности [Ловчиков, 2013; Lu et al., 2018].

Тектонические разломы характеризуются пространственно-неоднородной структурой [Fagereng and Sibson, 2010]. На периферии разлома находится зона динамического влияния толщиной от первых метров до сотен метров, ассоциирующаяся обычно с зоной повышенной, по сравнению с вмещающим массивом, плотности трещин [Лобацкая, 1983; Шерман и др., 1983]. Хрупкая фрагментация интенсифицируется по направлению к ядру разлома. В отличие от зоны влияния ядро разлома характеризуется наличием глинки трения, катаклазитов, ультракатаклазитов и иногда брекчии. В ядре разлома происходит накопление основной части катакlastических деформаций. В зависимости от фрикционных свойств материала, слагающего ядро, закономерности локализации деформаций и их интенсивность существенно отличаются [Fagereng and Sibson, 2010]. Структура осевой зоны разлома, в пределах которого локализуются быстрые динамические подвижки, инициирующие обычные землетрясения, представляется в виде ультракатакlastического ядра, сложенного веществом со свойством скоростного разупрочнения, фрикционная прочность которых соответствует закону трения Байерли, например, кварц, полевой шпат, пироксен, оливин, кальцит [Кочарян и др., 2023; Bolton et al., 2012; Volpe et al., 2022]. Для материалов, характеризующихся свойством скоростного разупрочнения, сопротивление сдвигу уменьшается с ростом скорости деформации [Dieterich, 1979]. Подвижки по таким разломам локализуются в узкой зоне шириной до нескольких сантиметров [например, Chester et al., 2004; Sibson, 2003; Smith et al., 2013]. На сегментах разлома с асейсмическим скольжением, осевая зона представляет собой широкую зону распределенных деформаций и сложена горными породами с низким коэффициентом трения и свойством скоростного упрочнения (сопротивление сдвигу растет с увеличением скорости деформации), такими как, мрамор, хлорит, серицит [Collettini et al., 2019; Ikari et al., 2011; Volpe et al., 2022]. В то же время большинство разломов имеют пространственно неоднородную структуру осевой зоны, включающую компетентные блоки и некомпетентные слои, которые сложены горными породами с различными фрикционными свойствами. Зоны распределенных деформаций формируются в пределах некомпетентных слоев со свойством скоростного упрочнения. Локализованные разрывы фиксируются на границе компетентного блока, сложенного породами со свойством скоростного разупрочнения, и некомпетентного слоя [Fagereng and Sibson, 2010]. Для таких участков характерны подвижки с низкой скоростью распространения разрыва – медленные землетрясения [Гридин и др., 2025].

Невозможность прямого изучения структуры разлома на сейсмогенной глубине делает особо актуальным разработку методов сейсмического мониторинга, позволяющих косвенно судить о структурных особенностях разломов. Процесс образования трещин или скольжение по уже сформированным структурным нарушениям сопровождается излучением упругих колебаний в широком диапазоне частот, а строение массива и тип разработки массива горных пород влияет на характеристики излучения. Для детального изучения процессов, происходящих в зоне разлома, проводят оценку параметров сейсмических событий, скейлинговых соотношений и выделяют особенности волновой формы [Kwiitek et al., 2011; Li et al., 2017; Oye, 2005; Richardson, 2002]. Так же для определения особенностей протекающих процессов применяется методика классификации импульсов на основе различных определяемых параметров [Arrowsmith et al., 2006; Li et al., 2017; Ma et al., 2015].

Данная работа посвящена исследованию особенностей зарегистрированных сейсмических событий, индуцированных массовыми взрывами при разработке Коробковского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии. Массовые взрывы производились в окрестности нескольких сегментов разлома. На участках локализации сейсмических событий изучена структура разлома и отобраны образцы горных пород. Сопоставление данных сейсмического мониторинга и геологического обследования разломной зоны позволило косвенно подтвердить влияние структуры и вещественного состава породы на параметры сейсмических событий и тип реализуемых динамических подвижек.

Объект исследования

Исследование проводилось на шахте им. Губкина Коробковского железорудного месторождения (АО «Комбинат КМАруда») Старо-Оскольского рудного узла Курской магнитной аномалии. Коробковское месторождение железистых кварцитов приурочено к южному замыканию Тим-Ястребовского синклиория. В пределах месторождения наиболее древними структурами являются Коробковская и Стретенская антиклинали, сложенные архейскими породами. По данным разведочного бурения интенсивное дробление и рассланцевание пород прослежено на контакте Стретенской залежи железистых кварцитов, называемой Северо-Восточным разломом.

В пределах месторождения наблюдается существенное превышение горизонтальных напряжений над вертикальными [Кочарян и др., 2018], что определяет данный массив как потенциально удароопасный, с возможностью риска возникновения крупных сейсмических событий.

Разработка месторождения ведется подземным способом с применением короткозамедленного взрывания и этажно-камерной системы разработки. Суммарная масса взрывчатых веществ (ВВ) в камере составляет, в среднем, 10–20 т. Камеры находятся на глубине 245–285 м от дневной поверхности. Схема исследуемой части Коробковского железорудного месторождения представлена на рис. 1.

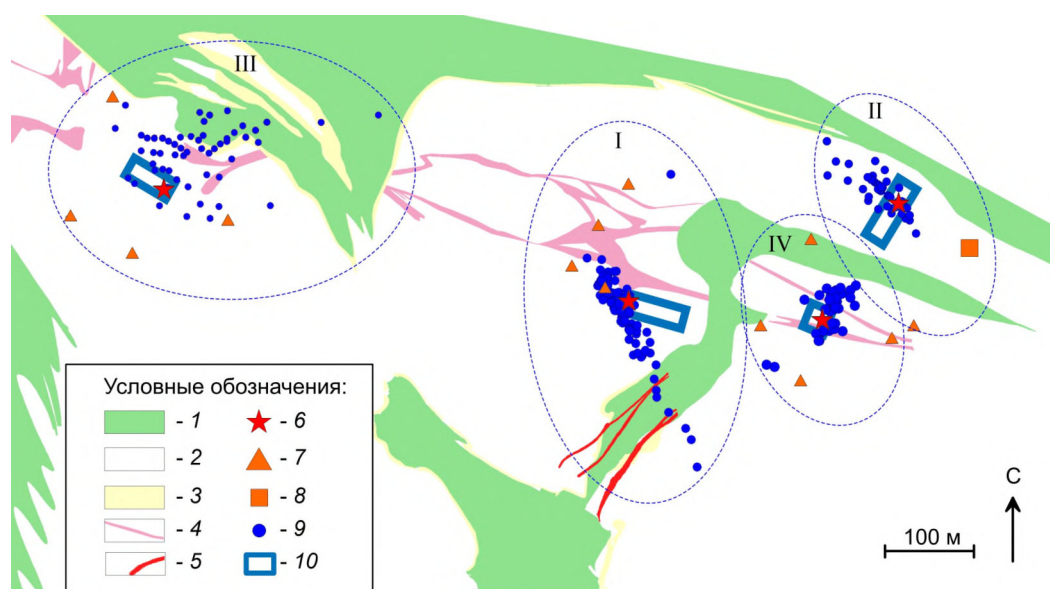


Рис. 1. Исследуемый участок Коробковского железорудного месторождения. I, II, III, IV – исследуемые области взрывов, произведенные 06.07.2019 г. и 24.10.2020 г., 12.11.2022 г. и 16.12.2023 г., соответственно. 1 – сланцевая свита, 2 – железорудная свита, 3 – безрудные или слабрудные кварциты, 4 – тело разлома, 5 – жильные образования, 6 – расположение взрывной камеры, 7 – измерительные пункты, оснащенные однокомпонентными датчиками ускорений, 8 – измерительные пункты, оснащенные трехкомпонентными датчиками ускорений, 9 – лоцированные сейсмические события, 10 – схематичное положение разрабатываемых камер.

Сейсмический мониторинг

Целью сейсмического мониторинга была регистрация микросейсмических событий, индуцированных массовыми взрывами на Коробковском железорудном месторождении Курской магнитной аномалии. Для каждого взрыва измерения проводились с помощью сейсмической группы, состоящей из 4 измерительных точек, оборудованных акселерометрами Brüel & Kjær 8306 и Dytran 3191A1 с рабочей полосой частот 0,08 Гц–1 кГц и частотой опроса 10 кГц. Регистрация велась на 14-разрядное АЦП E14-440 L-Card и 16-разрядное АЦП National Instruments USB-6216 BNC. Однокомпонентные датчики крепились к стенке выработки таким образом, что ось датчика была горизонтальна. Анализируемые события были зарегистрированы после массовых взрывов в период прекращения горных и строительно-монтажных работ. Особенности расположения измерительных точек потребовали регистрации на несколько АЦП и применения различных способов синхронизации данных. В первом случае на отдельный канал регистрации велась запись временной метки для контроля частоты опроса АЦП, во втором проводилась запись одного канала регистрации на два АЦП.

Определение момента времени вступления P -волны проводилось по превышению порога спектральной амплитуды квадрата ускорения в окне длительностью 0,05 с (перекрывание 50% в полосе частот 80–1000 Гц). Далее уточнение времени первого вступления выполнялось с помощью информационного критерия Акаике (AIC) [Carpinteri et al., 2012]. В двухинтервальной модели AIC сигнала рассчитывался в скользящем окне 2 мс согласно следующему выражению:

$$\text{AIC}(k) = k \lg\{S(A[1, k])\} + (N - k - 1) \lg\{S(A[k + 1, N])\},$$

где N – длина окна, k – момент, разделяющий окно на два интервала, S – дисперсия. Момент времени, при котором величина AIC принимает минимальное значение, интерпретируется как момент вступления волны.

Для каждого обнаруженного сигнала (рис. 2) определялось время прихода волны на станцию. Локация сейсмических событий проводилась с помощью метода засечек. Система уравнений решалась методом Ньютона. Количество итераций не превышало 150. Более подробное описание методов детектирования и локации представлено в работе [Беседина и др., 2020].

Для всех зарегистрированных событий определялись очаговые параметры: скалярный сейсмический момент M_0 , угловая частота f_0 и сейсмическая энергия E_s . Скалярный сейсмический момент был рассчитан согласно соотношению [Кейлис-Борок, 1957] в модификации [Gibowicz and Kijko, 2013]:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho C^3 R\Omega_0}{F_c R_c S_c},$$

где ρ – плотность массива ($\rho = 3400$ кг/м³); C – скорость распространения волн ($C_\alpha = 5570$ м/с, $C_\beta = 3130$ м/с); R – расстояние от источника до точки наблюдения; Ω_0 – амплитуда «полки» в низкочастотной части спектра смещения; F_c – коэффициент, учитывающий направленность излучения; R_c – коэффициент, определяемый углом выхода луча на свободную поверхность; S_c – станционная поправка. При отсутствии информации о механизме источника можно проводить оценку сейсмического момента, используя среднеквадратичное значение коэффициента F_c , а R_c принимается равным 1, т.к. для датчиков, расположенных в подземных выработках, можно пренебречь станционной поправкой и коэффициентом, который учитывает угол выхода луча на свободную поверхность [Gibowicz and Kijko, 2013]. По величине сейсмического момента M_0 можно оценить моментную магнитуду M_w [Hanks and Kanamori, 1979; Kanamori, 1977]:

$$M_w = \frac{2}{3}(\lg M_0 - 9,1).$$

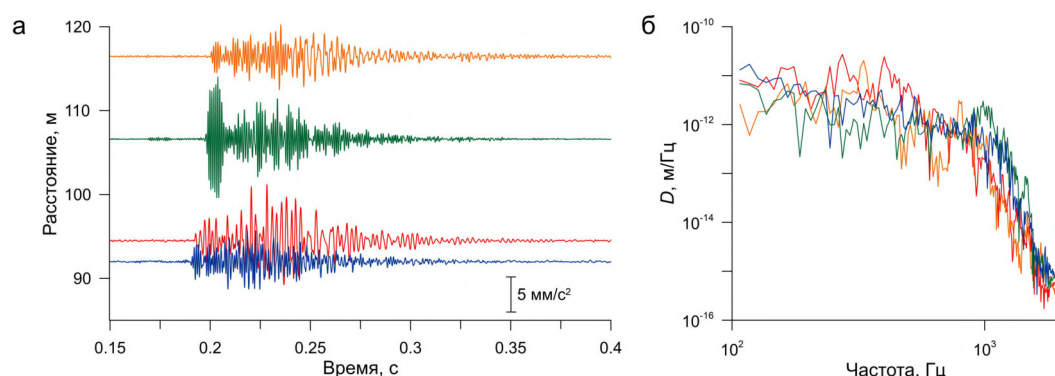


Рис. 2. Пример акселерограмм сейсмического события, зарегистрированного после взрыва 16.12.2023 г. в нескольких точках на различных расстояниях (а) и их спектры (б).

Угловая частота f_0 определялась согласно модели Брюна [Brune, 1970], для которой спектр смещения описывается функцией:

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{1 + f^2/f_0^2}.$$

Излученная сейсмическая энергия E_s оценивалась с помощью интегрирования квадрата спектра скорости:

$$E_s = 4\pi\rho C \frac{\sum_n J_{c_n} R_n^2}{n},$$

где n – количество точек измерения, R_n – расстояние между источником и n -й измерительной станцией, J_{c_n} – поток энергии, определяемый через квадрат модуля спектра скорости $|V(f)|$.

В результате детектирования и локации был сформирован каталог, который включал в себя следующие данные о сейсмических событиях: сейсмический момент M_0 , угловая частота f_0 , излученная сейсмическая энергия E_s , длительность T и координаты.

Для полученных каталогов была выполнена кластеризация всех импульсов на две подгруппы с использованием метода КЛАСИ-к [Морозова и др., 2022], который был разработан для выделения в ансамбле микросейсмических событий подмножеств, характеризующихся различными скейлинговыми соотношениями ($E_s(M_0)$ и $T(M_0)$) и основан на алгоритме кластеризации k -средних.

Результаты сейсмического мониторинга

После взрыва количество регистрируемых сейсмических событий многократно увеличивается. В потоке сейсмических событий можно выделить две подгруппы импульсов (рис. 3). Подгруппа событий с более высокими значениями приведенной сейсмической энергии E_s/M_0 характеризуется меньшими временами в очаге при одинаковой величине сейсмического момента M_0 . При этом статистика всех подгрупп подчиняется закону повторяемости Гутенберга – Рихтера, а активность – закону Омори. Выявить какую-либо временную закономерность инициирования сейсмических событий из различных подгрупп не удастся.

Параметр b -value распределения Гутенберга – Рихтера был рассчитан с помощью алгоритма ZMAP [Wiemer, 2001]. Характерные значения приведенной сейсмической энергии и параметра b -value различных подгрупп событий представлены в табл. 1. Для всех подгрупп вычисленные значения приведенной сейсмической энергии соответствуют классу низкочастотных и очень низкочастотных землетрясений. Для отдельных подгрупп средние значения приведенной сейсмической энергии отличаются в 4–9 раз. Вариации наблюдаются и в значениях b -value. Для ансамбля сейсмических событий, инициированных взрывом в массиве, b -value для двух подгрупп близки по значениям

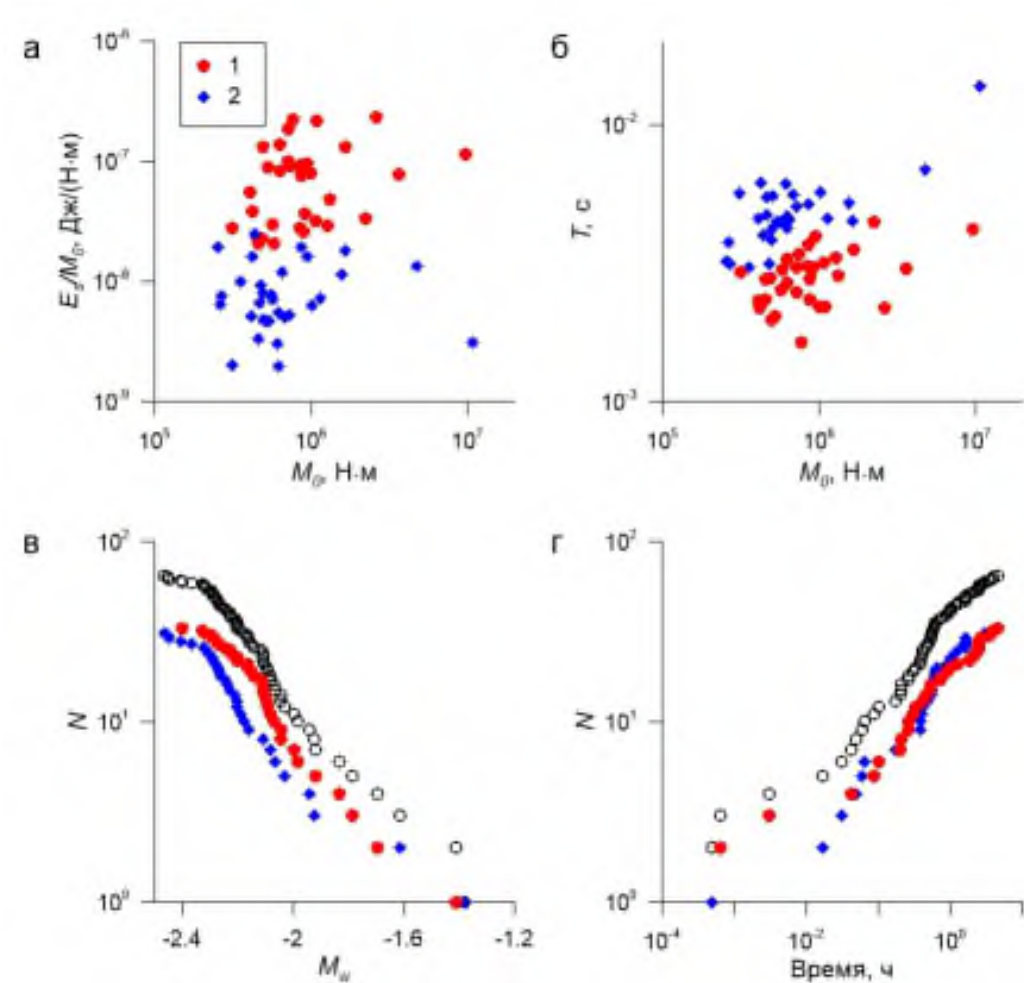


Рис. 3. Характеристики сейсмических событий, зарегистрированных после массового взрыва 12.11.2022 г. Красным и синим цветом (цифры 1 и 2 соответственно) отмечены подгруппы событий, выделенные на основе КЛАСИ-к алгоритма, белым цветом – полный ансамбль зарегистрированных событий. а) зависимость приведенной сейсмической энергии от сейсмического момента; б) зависимость длительности событий от сейсмического момента; в) график повторяемости сейсмических событий. Полный ансамбль событий описывается соотношением $\lg N = -2,2 - 1,7M_w$, где N – кумулятивное количество событий, M_w – моментная магнитуда; г) изменение количества зарегистрированных событий в зависимости от времени после взрыва. Изменение количества полного ансамбля событий описывается соотношением $N(t) = 40 + 17\ln(t + 10^{-3})$, где t – время после взрыва.

и меньше 2 (взрыв II), в то время как для событий после взрывов в окрестности разлома характерная величина b -value больше 2 (взрыв I, III, IV).

Таблица 1. Статистические параметры сейсмических событий, инициированных массовыми взрывами

№ взрыва	E_s/M_0 , Дж/(Н·м)		b -value	
	Подгруппа 1	Подгруппа 2	Подгруппа 1	Подгруппа 2
I	$(1,8 \pm 1,1) \times 10^{-7}$	$(4,7 \pm 2,0) \times 10^{-8}$	$2,1 \pm 0,2$	$1,9 \pm 0,3$
II	$(3,4 \pm 2,3) \times 10^{-7}$	$(4,8 \pm 3,4) \times 10^{-8}$	$1,5 \pm 0,1$	$1,8 \pm 0,2$
III	$(8,2 \pm 6,2) \times 10^{-8}$	$(8,9 \pm 5,9) \times 10^{-9}$	$2,0 \pm 0,4$	$1,9 \pm 0,4$
IV	$(4,9 \pm 4,6) \times 10^{-7}$	$(7,2 \pm 5,5) \times 10^{-8}$	$1,6 \pm 0,4$	$3,1 \pm 0,8$

Структурные особенности осевой зоны Северо-Восточного разлома

Низкие значения приведенной сейсмической энергии E_s/M_0 , а, следовательно, и низкая излучательная эффективность сейсмических событий может быть обусловлена структурой осевой зоны Северо-Восточного разлома. В ходе полевых изысканий были изучены сегменты разлома, в пределах которых локализовались сейсмические события. В ходе обследования были отобраны образцы горных пород, слагающих ядро разлома и вмещающий массив, после чего выполнялось их петрографическое изучение. Северо-Восточный разлом разделяет несколько крупных региональных блоков, сложенных железистым кварцитом, при этом визуальное обследование разлома указывает на его неоднородную структуру (рис. 4).

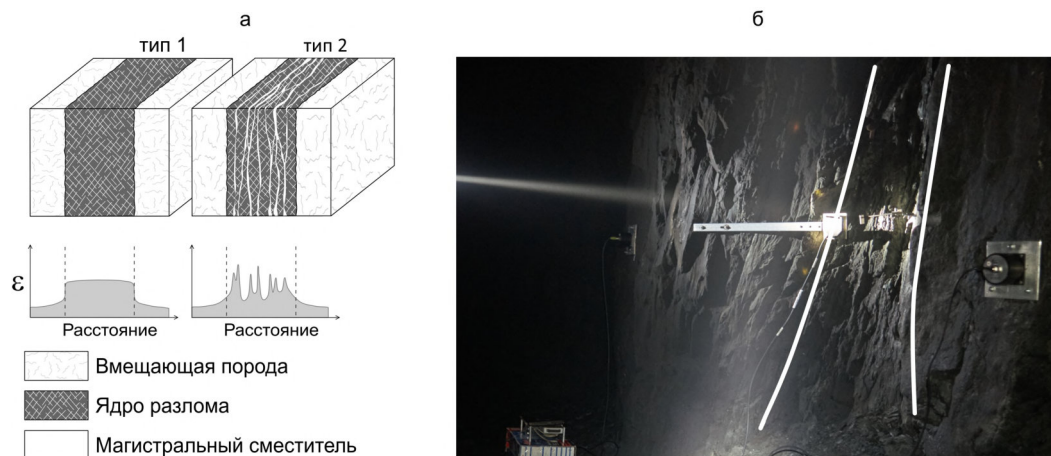


Рис. 4. Структура Северо-Восточного разлома. а) схематичное строение ядра разлома с равномерным распределением деформаций ε вкрест простирания (тип 1) и с пространственно неоднородным накоплением деформаций вкрест простирания с формированием множественных магистральных сместителей (тип 2); б) фото одного из участков локализации магистрального сместителя (границы отмечены белыми линиями).

Вмещающий массив представляет собой монолит, практически не затронутый процессами дифференциации минеральных агрегатов. Это плотная порода, состоящая из лентообразных полос, сложенных кварц-магнетитовыми агрегатами и кальцитом, вытянутыми в одном направлении, причем, кристаллические агрегаты кварца образуют самостоятельные обособленные ленты, сопрягающиеся с полосами магнетитовых агрегатных срастаний. Кальцит распределен преимущественно в межзерновом пространстве кварцевых агрегатов, а также образует отдельные очаговые выделения. Хлорит-амфиболовые срастания располагаются в направлении сланцеватости, придавая дополнительную прочность породе. Вещественный состав демонстрирует наличие как минеральных фаз, характеризующихся как скоростным разупрочнением (магнетит, кварц, амфиболит), так скоростным упрочнением (кальцит, хлорит) [Buijze et al., 2021; Ikari et al., 2011].

В пределах шахтного поля можно выделить сегменты разлома, которые характеризуются различными закономерностями накопления деформаций (рис. 4а). В зоне взрыва (I) выделяется большое количество магистральных сместителей (тип 2) и деформации накапливаются неравномерно вкрест простирания. Ширина ядра составляет около 200 м. В этой зоне ядро представляет собой зону дробления железистого кварцита по множеству плоскостей до состояния брекчии с привнесом карбонатного материала (рис. 5а). Наблюдается выход флюида по трещинам. Магистральные сместители сложены катакластическим веществом высокой стадии деформации. Преобладающим минералом является хлорит, который образует тончайшие агрегаты с размером индивидуальных частиц не более 10 мкм. Биотит содержится в количестве первых процентов и срастается с хлоритовыми агрегатами. Все это пронизано пылеватыми частицами

органического вещества, преобладающий размер которых порядка 1 мкм. Для геоматериалов, слагающих магистральные сместители, характерно скоростное упрочнение.

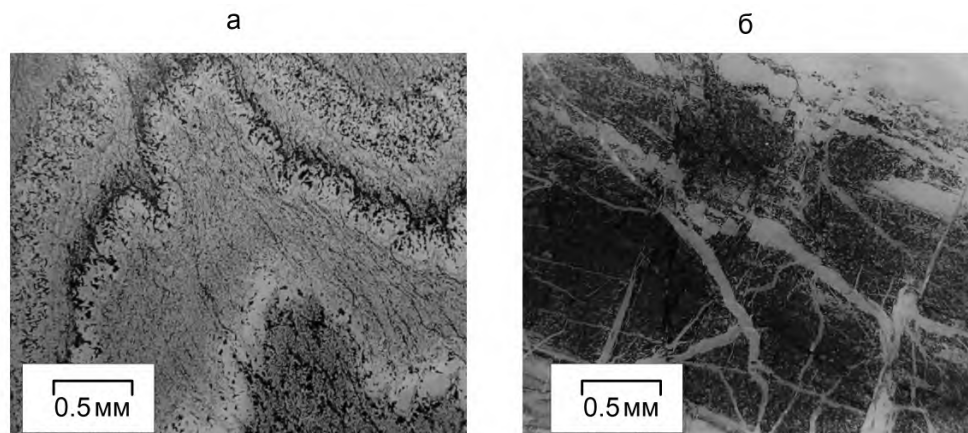


Рис. 5. Примеры фотографий шлифов, отобранных из зон локализации ядра разлома. а) брекчия по железистому кварциту (зона взрыва I); б) катаклазит по железистому кварцитосланцу с примесью хлорит-биотитовых агрегатов (зона взрыва III).

В зоне взрыва III (тип 1) происходит смятие железистого кварцита (рис. 5б) с образованием складок, с образованием мусковита по направлениям деформаций. Катакластическое вещество, видимое в ядре разлома, содержит примеси хлорит-биотитовых агрегатов, придающих породе дополнительную «вязкость», в результате чего порода при сжатии становится более пластичной. Ядро разлома представляет собой контакт смятого в складки железистого кварцита и хлоритового сланца. Поскольку породы имеют разные прочностные характеристики, порода разрушается до бластомилонита с образованием матрикса. В процессе тектонического воздействия при образовании бластокатаклазита были созданы *P-T* условия, обуславливающие метаморфический процесс с образованием таких минералов, как мусковит и эпидот, присутствие которых в матриксе уменьшает прочность горной породы. Для геоматериалов, слагающих ядро разлома в зоне взрыва III, характерно только скоростное упрочнение.

В зоне взрыва IV (тип 1) ядро разлома слабо выражено. Данная зона представляет собой контакт зоны дробления джаспелита, и хлоритового сланца, шириной до 100 м. Магистральные сместители не проявлены. В данной зоне наблюдается смятие сланцев на расстоянии от 10 до 50 м от контакта и дробление кварцитов, шириной от 5 до 15 м. Присутствие широкого блока хлоритового сланца (до 100 м) снижает прочность рассматриваемой зоны, относительно вмещающего массива.

Таким образом, на всех изученных сегментах Северо-Восточного разлома осевая зона сложена породами преимущественно со свойством скоростного упрочнения.

Обсуждение

Сегменты разломов, которые потенциально склонны к сейсмогенному проскальзыванию, находятся в субкритическом напряженном состоянии в региональном поле напряжений и сложены породами со свойством скоростного разупрочнения [Walsh and Zoback, 2016]. Продолжительная разработка месторождений (выемка и перемещение породы) вызывает изменение напряженного состояния среды и приближает предварительно напряженный разлом к пределу прочности и инициированию разрыва [Kocharyan et al., 2022]. Случайно инициированный эндогенным или экзогенным воздействием динамический разрыв может активировать как небольшой локальный участок сегмента разлома, так и весь сегмент полностью, или даже распространиться на соседний сегмент, если уровень напряжений близок к предельному [Scholz, 2010; Tinti et al., 2021]. В данном случае взрывы в массиве не оказывают существенного влияния на разлом [Кочарян и др., 2019].

В условиях локализации взрывов в зоне разломов наблюдается существенно другая ситуация. Результаты проведенного мониторинга (рис. 1) показывают, что после массовых взрывов, локализованных в зоне разлома, зарегистрирован поток сейсмических событий с магнитудой от $-2,4 \dots -1,2$ на расстояниях до 500 м от взрывной камеры, что может говорить об активизации локальных сегментов разлома. Полученные значения магнитуд соответствуют подвижкам по трещинам длиной около 1–10 м. В условиях, когда наблюдается частичная активизация отдельных сегментов, могут создаваться условия, при которых будет инициирован динамический разрыв, охватывающий несколько соседних сегментов [Locchi et al., 2024].

Оценка сейсмической опасности и параметров возможных землетрясений основывается на статистических методах анализа каталогов землетрясений, что в условиях слабой сейсмичности региона может давать некорректные оценки [Шебалин и др., 2022]. Учитывая, что при напряжениях близких к критическим, повторяющиеся динамические воздействия способны инициировать подвижку по разлому [Kocharyan et al., 2018], необходимо совершенствование методов, направленных на определение параметров возможных сейсмических событий. В рамках проведенной работы сделана попытка дополнить результаты сейсмического мониторинга данными геологических изысканий.

Статистические свойства регистрируемых после взрывов потоков сейсмических событий имеет ряд особенностей. Показано, что углы наклона графиков повторяемости регистрируемых сейсмических событий имеют большее значение, чем в случае естественной сейсмичности ($b \approx 1$), что характерно для шахтной сейсмичности и согласуется с результатами других исследований [Змушко и др., 2011; Gibowicz and Kijko, 2013; Oye, 2005]. При этом кластеризация сейсмических событий на подгруппы, которые характеризуются различной величиной приведенной сейсмической энергии, не позволяет выявить существенных различий в величине b -value. Вышепредставленное обстоятельство, согласно результатам лабораторных экспериментов, может свидетельствовать об относительной стабильности рассматриваемого разлома [Ostapchuk et al., 2021].

Изучение очаговых параметров слабой сейсмичности дает важную дополнительную информацию о склонности сегмента разлома к динамическим сейсмогенным подвижкам. Важной особенностью регистрируемых сейсмических событий на исследуемом участке, является их низкая излучательная эффективность (табл. 1). Для всех событий величина приведенной сейсмической энергии соответствует классу низкочастотных и очень низкочастотных землетрясений. Данное обстоятельство является существенным при оценке сейсмической опасности, так как медленные землетрясения не вызывают разрушений на дневной поверхности и практически не ощущаются людьми. Однако кратковременность сейсмического мониторинга не позволяет надежно утверждать о типе потенциально реализуемых на разломе землетрясений, и требуется привлечение дополнительной информации [Шебалин и др., 2022].

Анализ сейсмичности может выявить структурные особенности активных сегментов разломов и особенности локализации деформаций [Chalumeau et al., 2024; Collettini et al., 2022]. Наличие взаимосвязи между особенностями сейсмического режима, структурными и реологическими свойствами разломов позволяет, с другой стороны, восполнять недостаточный объем сейсмических данных геологической информацией. Как показал проведенный анализ, выделенные особенности очаговых параметров могут в полной мере быть обусловлены реологическими свойствами ядра разлома. Зоны локализации деформаций, сложенные породами со свойством скоростного упрочнения, накапливают деформации преимущественно асейсмично. Кроме того, выявленная структура сегментов разлома также характерна для асейсмичного накопления деформаций (рис. 4а, тип 1) или посредством подвижек с низкой излучательной эффективностью (рис. 4а, тип 2) [Гридин и др., 2025; Fagereng and Sibson, 2010]. Следовательно, объединение данных сейсмического мониторинга и сведений о структурных и реологических свойствах локальных сегментов разломов позволяет делать более обоснованные выводы о сейсмичности активизированного сегмента разлома.

По результатам проведенных комплексных исследований можно полагать, что Северо-Восточный разлом в пределах шахтного поля может реализовывать накопленные деформации посредством преимущественно медленных асейсмичных подвижек.

Благодарности. Проведение сейсмического мониторинга и коллекционирование всех данных выполнено в рамках государственных заданий Министерства науки и высшего образования РФ (темы № 122032900178-7 и № 122032900172-5). Проведение геологического изучения тектонического разлома и построение пространственно неоднородной модели разлома выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 20-77-10087).

Список литературы

- Беседина А. Н., Кишкина С. Б., Кочарян Г. Г. и др. Характеристики слабой сейсмичности, индуцированной горными работами на Коробковском месторождении Курской магнитной аномалии // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. — 2020. — № 3. — С. 12–24. — DOI: [10.15372/ftprpi20200302](https://doi.org/10.15372/ftprpi20200302).
- Востриков В. И., Усольцева О. М., Цой П. А. и др. Особенности развития процессов деформирования и микро-сейсмической эмиссии при нагружении образцов горных пород до разрушения // Интерэкспо Гео-Сибирь. — 2016. — Т. 2, № 3. — С. 45–49. — EDN: VXLLAX.
- Гиляров В. Л., Дамаскинская Е. Е., Кадомцев А. Г. и др. Анализ статистических параметров данных геоакустического мониторинга на месторождении «Антей» // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. — 2014. — № 3. — С. 40–45. — EDN: SMIDIP.
- Гридин Г. А., Остапчук А. А., Григорьева А. В. и др. Вариации структурных и физико-механических свойств тектонического разлома в приповерхностной зоне // Физика Земли. — 2025. — № 1. — В печати.
- Захаров В. Н. Сейсмоакустическое прогнозирование и контроль состояния и свойств горных пород при разработке угольных месторождений. — Москва : ИГД им. А. А. Скочинского, 2002. — 172 с.
- Змушко Т. Ю., Турунтаев С. Б. и Куликов В. И. Связь шахтной сейсмичности с режимом горных работ на шахтах Воркуты // Динамические процессы в геосферах. — 2011. — № 2. — С. 75–88. — EDN: TMYUCR.
- Кейлис-Борок В. И. Исследование механизма землетрясений. — Москва : АН СССР, 1957. — 148 с.
- Кочарян Г. Г. Геомеханика разломов. — Москва : ГЕОС, 2016. — 432 с.
- Кочарян Г. Г., Беседина А. Н., Гридин Г. А. и др. Трение как фактор, определяющий излучательную эффективность подвижек по разломам и возможность их инициирования. Состояние вопроса // Физика Земли. — 2023. — № 3. — С. 3–32. — DOI: [10.31857/S0002333723030067](https://doi.org/10.31857/S0002333723030067).
- Кочарян Г. Г., Будков А. М. и Кишкина С. Б. Об инициировании тектонических землетрясений при подземной отработке месторождений // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. — 2018. — № 4. — С. 34–44. — DOI: [10.15372/FTPRPI20180405](https://doi.org/10.15372/FTPRPI20180405).
- Кочарян Г. Г., Куликов В. И. и Павлов Д. В. О влиянии массовых взрывов на устойчивость тектонических разломов // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. — 2019. — № 6. — DOI: [10.15372/FTPRPI20190605](https://doi.org/10.15372/FTPRPI20190605).
- Лавров А. В. и Шкуратник В. Л. Акустическая эмиссия при деформировании и разрушении горных пород (обзор) // Акустический журнал. — 2005. — Т. 51. — С. 6–18. — EDN: HSIMXL.
- Лобацкая Р. М. Зоны динамического влияния разломов по анализу сопутствующих разрывов // Геология и геофизика. — 1983. — № 6. — С. 53–61.
- Ловчиков А. В. Сильнейшие горно-тектонические удары и техногенные землетрясения на рудниках России // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. — 2013. — № 4. — С. 68–73. — EDN: RADOWD.
- Морозова К. Г., Остапчук А. А., Беседина А. Н. и др. Классификация сейсмических событий, сопровождающих взрывной способ разработки массива горных пород // Сейсмические приборы. — 2022. — Т. 58, № 4. — С. 97–110. — DOI: [10.21455/si2022.4-6](https://doi.org/10.21455/si2022.4-6).
- Опарин В. Н., Усольцева О. М., Семенов В. Н. и др. О некоторых особенностях эволюции напряженнодеформированного состояния образцов горных пород со структурой при их одноосном нагружении // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. — 2013. — № 5. — С. 3–19. — EDN: RFSKVN.
- Патонин А. В., Шихова Н. М., Пономарев А. В. и др. Модульная система непрерывной регистрации акустической эмиссии для лабораторных исследований разрушения горных пород // Сейсмические приборы. — 2018. — Т. 54, № 3. — С. 35–55. — DOI: [10.21455/si2018.3-3](https://doi.org/10.21455/si2018.3-3).

- Смирнов В. Б., Пономарев А. В. и Завьялов А. Д. Структура акустического режима в образцах горных пород и сейсмический режим // Физика Земли. — 1995. — № 1. — С. 38–58. — EDN: XGWLWZ.
- Шебалин П. Н., Гвишиани А. Д., Дзедобов Б. А. и др. Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности? // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. — 2022. — Т. 507, № 7. — С. 91–97. — DOI: [10.31857/S2686739722601466](https://doi.org/10.31857/S2686739722601466).
- Шерман С. И., Борняков С. А. и Буддо В. Ю. Области динамического влияния разломов. — Новосибирск : Наука, 1983. — 112 с.
- Шкуратник В. Л. и Вознесенский А. С. Акустическая эмиссия ультразвукового диапазона частот как инструмент решения задач горной геофизики // Горный журнал. — 2009. — № 1. — С. 54–57. — EDN: LHOUDT.
- Adushkin V. V. Technogenic tectonic seismicity in Kuzbass // Russian Geology and Geophysics. — 2018. — Vol. 59, no. 5. — P. 571–583. — DOI: [10.1016/j.rgg.2018.04.010](https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.04.010).
- Arrowsmith S. J., Arrowsmith M. D., Hedlin M. A. H., *et al.* Discrimination of Delay-Fired Mine Blasts in Wyoming Using an Automatic Time-Frequency Discriminant // Bulletin of the Seismological Society of America. — 2006. — Vol. 96, no. 6. — P. 2368–2382. — DOI: [10.1785/0120060039](https://doi.org/10.1785/0120060039).
- Bolton D. C., Shokouhi P., Rouet-Leduc B., *et al.* Characterizing Acoustic Signals and Searching for Precursors during the Laboratory Seismic Cycle Using Unsupervised Machine Learning // Seismological Research Letters. — 2019. — Vol. 90, no. 3. — P. 1088–1098. — DOI: [10.1785/0220180367](https://doi.org/10.1785/0220180367).
- Boulton C., Carpenter B. M., Toy V., *et al.* Physical properties of surface outcrop cataclastic fault rocks, Alpine Fault, New Zealand // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. — 2012. — Vol. 13, no. 1. — DOI: [10.1029/2011GC003872](https://doi.org/10.1029/2011GC003872).
- Brune J. N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // Journal of Geophysical Research. — 1970. — Vol. 75, no. 26. — P. 4997–5009. — DOI: [10.1029/JB075i026p04997](https://doi.org/10.1029/JB075i026p04997).
- Buijze L., Guo Y., Niemeijer A. R., *et al.* Effects of heterogeneous gouge segments on the slip behavior of experimental faults at dm scale // Earth and Planetary Science Letters. — 2021. — Vol. 554. — P. 116652. — DOI: [10.1016/j.epsl.2020.116652](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116652).
- Carpinteri A., Xu J., Lacidogna G., *et al.* Reliable onset time determination and source location of acoustic emissions in concrete structures // Cement and Concrete Composites. — 2012. — Vol. 34, no. 4. — P. 529–537. — DOI: [10.1016/j.cemconcomp.2011.11.013](https://doi.org/10.1016/j.cemconcomp.2011.11.013).
- Chalumeau C., Agurto-Detzel H., Rietbrock A., *et al.* Seismological evidence for a multifault network at the subduction interface // Nature. — 2024. — Vol. 628, no. 8008. — P. 558–562. — DOI: [10.1038/s41586-024-07245-y](https://doi.org/10.1038/s41586-024-07245-y).
- Chester F. M., Chester J. S., Kirschner D. L., *et al.* 8. Structure of Large-Displacement, Strike-Slip Fault Zones in the Brittle Continental Crust // Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins. — Columbia University Press, 2004. — P. 223–260. — DOI: [10.7312/karn12738-009](https://doi.org/10.7312/karn12738-009).
- Collettini C., Barchi M. R., De Paola N., *et al.* Rock and fault rheology explain differences between on fault and distributed seismicity // Nature Communications. — 2022. — Vol. 13, no. 1. — DOI: [10.1038/s41467-022-33373-y](https://doi.org/10.1038/s41467-022-33373-y).
- Collettini C., Tesei T., Scuderi M. M., *et al.* Beyond Byerlee friction, weak faults and implications for slip behavior // Earth and Planetary Science Letters. — 2019. — Vol. 519. — P. 245–263. — DOI: [10.1016/j.epsl.2019.05.011](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.011).
- Dieterich J. H. Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 1979. — Vol. 84, B5. — P. 2161–2168. — DOI: [10.1029/JB084iB05p02161](https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02161).
- Dixon N., Smith A., Flint J. A., *et al.* An acoustic emission landslide early warning system for communities in low-income and middle-income countries // Landslides. — 2018. — Vol. 15, no. 8. — P. 1631–1644. — DOI: [10.1007/s10346-018-0977-1](https://doi.org/10.1007/s10346-018-0977-1).
- Emanov A. F., Emanov A. A., Fateev A. V., *et al.* The technogenic Bachat earthquake of June 18, 2013 (ML = 6.1) in the Kuznetsk Basin—the world's strongest in the extraction of solid minerals // Seismic Instruments. — 2017. — Vol. 53, no. 4. — P. 333–355. — DOI: [10.3103/S0747923917040041](https://doi.org/10.3103/S0747923917040041).
- Fagereng A. and Sibson R. H. Mélange rheology and seismic style // Geology. — 2010. — Vol. 38, no. 8. — P. 751–754. — DOI: [10.1130/G30868.1](https://doi.org/10.1130/G30868.1).
- Foulger G. R., Wilson M. P., Gluyas J. G., *et al.* Global review of human-induced earthquakes // Earth-Science Reviews. — 2018. — Vol. 178. — P. 438–514. — DOI: [10.1016/j.earscirev.2017.07.008](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.008).
- Gibowicz S. J. and Kijko A. Introduction to Mining Seismology / ed. by R. Dmowska. — Elsevier Science & Technology Books, 2013.
- Hanks T. C. and Kanamori H. A moment magnitude scale // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 1979. — Vol. 84, B5. — P. 2348–2350. — DOI: [10.1029/JB084iB05p02348](https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348).
- Ikari M. J., Marone Ch. and Saffer D. M. On the relation between fault strength and frictional stability // Geology. — 2011. — Vol. 39, no. 1. — P. 83–86. — DOI: [10.1130/g31416.1](https://doi.org/10.1130/g31416.1).

- Kanamori H. The energy release in great earthquakes // *Journal of Geophysical Research*. — 1977. — Vol. 82, no. 20. — P. 2981–2987. — DOI: [10.1029/JB082i020p02981](https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981).
- Kocharyan G., Qi Ch., Kishkina S., *et al.* Potential triggers for large earthquakes in open-pit mines: A case study from Kuzbass, Siberia // *Deep Underground Science and Engineering*. — 2022. — Vol. 1, no. 2. — P. 101–115. — DOI: [10.1002/dug2.12028](https://doi.org/10.1002/dug2.12028).
- Kocharyan G. G., Ostapchuk A. A., Pavlov D. V., *et al.* The Effects of Weak Dynamic Pulses on the Slip Dynamics of a Laboratory Fault // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 2018. — Vol. 108, 5B. — P. 2983–2992. — DOI: [10.1785/0120170363](https://doi.org/10.1785/0120170363).
- Kwiatek G., Plenkers K. and Dresen G. Source Parameters of Pico-seismicity Recorded at Mponeng Deep Gold Mine, South Africa: Implications for Scaling Relations // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 2011. — Vol. 101, no. 6. — P. 2592–2608. — DOI: [10.1785/0120110094](https://doi.org/10.1785/0120110094).
- Li B., Li N., Wang E., *et al.* Discriminant Model of Coal Mining Microseismic and Blasting Signals Based on Waveform Characteristics // *Shock and Vibration*. — 2017. — Vol. 2017. — P. 1–13. — DOI: [10.1155/2017/6059239](https://doi.org/10.1155/2017/6059239).
- Locchi M. E., Scognamiglio L., Tinti E., *et al.* A large fault partially reactivated during two contiguous seismic sequences in Central Italy: The role of geometrical and frictional heterogeneities // *Tectonophysics*. — 2024. — Vol. 877. — P. 230284. — DOI: [10.1016/j.tecto.2024.230284](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2024.230284).
- Lu C.-P., Liu Y., Zhang N., *et al.* In-situ and experimental investigations of rockburst precursor and prevention induced by fault slip // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. — 2018. — Vol. 108. — P. 86–95. — DOI: [10.1016/j.ijrmms.2018.06.002](https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2018.06.002).
- Ma J., Zhao G., Dong L., *et al.* A Comparison of Mine Seismic Discriminators Based on Features of Source Parameters to Waveform Characteristics // *Shock and Vibration*. — 2015. — Vol. 2015. — P. 1–10. — DOI: [10.1155/2015/919143](https://doi.org/10.1155/2015/919143).
- Ostapchuk A., Morozova K., Markov V., *et al.* Acoustic Emission Reveals Multiple Slip Modes on a Frictional Fault // *Frontiers in Earth Science*. — 2021. — Vol. 9. — DOI: [10.3389/feart.2021.657487](https://doi.org/10.3389/feart.2021.657487).
- Oye V. Source Parameters and Scaling Relations for Mining-Related Seismicity within the Pyhasalmi Ore Mine, Finland // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 2005. — Vol. 95, no. 3. — P. 1011–1026. — DOI: [10.1785/0120040170](https://doi.org/10.1785/0120040170).
- Richardson E. Seismicity in Deep Gold Mines of South Africa: Implications for Tectonic Earthquakes // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 2002. — Vol. 92, no. 5. — P. 1766–1782. — DOI: [10.1785/0120000226](https://doi.org/10.1785/0120000226).
- Scholz C. H. Large Earthquake Triggering, Clustering, and the Synchronization of Faults // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 2010. — Vol. 100, no. 3. — P. 901–909. — DOI: [10.1785/0120090309](https://doi.org/10.1785/0120090309).
- Sibson R. H. Thickness of the Seismic Slip Zone // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 2003. — Vol. 93, no. 3. — P. 1169–1178. — DOI: [10.1785/0120020061](https://doi.org/10.1785/0120020061).
- Smith S. A. F., Bistacchi A., Mitchell T. M., *et al.* The structure of an exhumed intraplate seismogenic fault in crystalline basement // *Tectonophysics*. — 2013. — Vol. 599. — P. 29–44. — DOI: [10.1016/j.tecto.2013.03.031](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.031).
- Tinti E., Casarotti E., Ulrich T., *et al.* Constraining families of dynamic models using geological, geodetic and strong ground motion data: The Mw 6.5, October 30th, 2016, Norcia earthquake, Italy // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2021. — Vol. 576. — P. 117237. — DOI: [10.1016/j.epsl.2021.117237](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117237).
- Volpe G., Pozzi G. and Collettini C. Y-B-P-R or S-C-C'? Suggestion for the nomenclature of experimental brittle fault fabric in phyllosilicate-granular mixtures // *Journal of Structural Geology*. — 2022. — Vol. 165. — P. 104743. — DOI: [10.1016/j.jsg.2022.104743](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104743).
- Walsh F. R. and Zoback M. D. Probabilistic assessment of potential fault slip related to injection-induced earthquakes: Application to north-central Oklahoma, USA // *Geology*. — 2016. — Vol. 44, no. 12. — P. 991–994. — DOI: [10.1130/G38275.1](https://doi.org/10.1130/G38275.1).
- Wiemer S. A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP // *Seismological Research Letters*. — 2001. — Vol. 72, no. 3. — P. 373–382. — DOI: [10.1785/gssrl.72.3.373](https://doi.org/10.1785/gssrl.72.3.373).

FEATURES OF SEISMICITY TRIGGERED BY RIPPLE-FIRED EXPLOSIONS AT THE KOROBKOVSKOYE IRON ORE DEPOSIT

A. A. Ostapchuk^{*,1,2} , K. G. Morozova¹ , A. N. Besedina¹ ,
G. A. Gridin^{1,2} , A. V. Grygoryeva^{1,3} , and D. V. Pavlov¹ 

¹Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

³Institute of Geology of Ore Deposits Petrography Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

****Correspondence to:** Alexey Ostapchuk, ostapchuk.aa@idg.ras.ru

Intensification of mining activities often lead to nucleation of strong earthquakes and fault-slip bursts in areas that were previously thought to be aseismic or of low seismicity. Triggering strong seismic events associates with slips on existing tectonic faults and large fractures, whose structures essentially alter along strike. This work analyzes parameters of mine seismicity at the Korobkovskoye iron ore deposit, within which the large North-Eastern fault is localized. The goal of this analysis is to assess the probability of triggering strong seismic events at the fault segments with different structures of the core. The technique of ripple-fired blasting and horizon mining are employed in developing the deposit. This provokes weak seismic activity within the mine field. When explosions are hold in host rock, seismic events localize within the blasted chamber. The magnitude statistics displays distribution that obeys a power law, and the scaling exponent b -value, as a rule, is less than 2. When explosions are hold in the vicinity of the fault, seismic events localize along its trace, and the b -value, as a rule, exceeds 2. The main feature of seismicity at the Korobkovskoye iron ore deposit is that the induced events are of low radiative efficiency of $8,9 \times 10^{-9} - 4,9 \times 10^{-7}$ J/(N·m), which corresponds to “slow earthquakes”. The core of the North-Eastern fault contains mainly velocity-strengthening rocks, causing initiation of slow slip events. It is this circumstance that probably determines initiation of slow events. Linking the data of seismic monitoring and the structural and rheological properties of materials that compose the fault core allows to suggest that within the mine field in the vicinity of the North-Eastern fault the accumulated deformations can release mainly via slow and aseismic slips.

Keywords: slow earthquakes, velocity-strengthening, mine seismicity, tectonic fault, seismic monitoring.

Citation: Ostapchuk A. A., K. G. Morozova, A. N. Besedina, G. A. Gridin, A. V. Grygoryeva, and D. V. Pavlov (2024), Features of Seismicity Triggered by Ripple-Fired Explosions at the Korobkovskoye Iron Ore Deposit, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5013, <https://doi.org/10.2205/2024ES000941>, EDN: LEPIXG

Received: 8 May 2024

Accepted: 11 October 2024

Published: 30 December 2024

© 2024. The Authors.

References

- Adushkin V. V. Technogenic tectonic seismicity in Kuzbass // *Russian Geology and Geophysics*. — 2018. — Vol. 59, no. 5. — P. 571–583. — DOI: [10.1016/j.rgg.2018.04.010](https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.04.010).
- Arrowsmith S. J., Arrowsmith M. D., Hedlin M. A. H., *et al.* Discrimination of Delay-Fired Mine Blasts in Wyoming Using an Automatic Time-Frequency Discriminant // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 2006. — Vol. 96, no. 6. — P. 2368–2382. — DOI: [10.1785/0120060039](https://doi.org/10.1785/0120060039).
- Besedina A. N., Kishkina S. B., Kocharyan G. G., *et al.* Weak Induced Seismicity in the Korobkov Iron Ore Field of the Kursk Magnetic Anomaly // *Journal of Mining Science*. — 2020. — Vol. 56, no. 3. — P. 339–350. — DOI: [10.1134/S1062739120036818](https://doi.org/10.1134/S1062739120036818).

- Bolton D. C., Shokouhi P., Rouet-Leduc B., *et al.* Characterizing Acoustic Signals and Searching for Precursors during the Laboratory Seismic Cycle Using Unsupervised Machine Learning // *Seismological Research Letters*. — 2019. — Vol. 90, no. 3. — P. 1088–1098. — DOI: [10.1785/0220180367](https://doi.org/10.1785/0220180367).
- Boulton C., Carpenter B. M., Toy V., *et al.* Physical properties of surface outcrop cataclastic fault rocks, Alpine Fault, New Zealand // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2012. — Vol. 13, no. 1. — DOI: [10.1029/2011GC003872](https://doi.org/10.1029/2011GC003872).
- Brune J. N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // *Journal of Geophysical Research*. — 1970. — Vol. 75, no. 26. — P. 4997–5009. — DOI: [10.1029/JB075i026p04997](https://doi.org/10.1029/JB075i026p04997).
- Buijze L., Guo Y., Niemeijer A. R., *et al.* Effects of heterogeneous gouge segments on the slip behavior of experimental faults at dm scale // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2021. — Vol. 554. — P. 116652. — DOI: [10.1016/j.epsl.2020.116652](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116652).
- Carpinteri A., Xu J., Lacidogna G., *et al.* Reliable onset time determination and source location of acoustic emissions in concrete structures // *Cement and Concrete Composites*. — 2012. — Vol. 34, no. 4. — P. 529–537. — DOI: [10.1016/j.cemconcomp.2011.11.013](https://doi.org/10.1016/j.cemconcomp.2011.11.013).
- Chalumeau C., Agurto-Detzel H., Rietbrock A., *et al.* Seismological evidence for a multifault network at the subduction interface // *Nature*. — 2024. — Vol. 628, no. 8008. — P. 558–562. — DOI: [10.1038/s41586-024-07245-y](https://doi.org/10.1038/s41586-024-07245-y).
- Chester F. M., Chester J. S., Kirschner D. L., *et al.* 8. Structure of Large-Displacement, Strike-Slip Fault Zones in the Brittle Continental Crust // *Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins*. — Columbia University Press, 2004. — P. 223–260. — DOI: [10.7312/karn12738-009](https://doi.org/10.7312/karn12738-009).
- Collettini C., Barchi M. R., De Paola N., *et al.* Rock and fault rheology explain differences between on fault and distributed seismicity // *Nature Communications*. — 2022. — Vol. 13, no. 1. — DOI: [10.1038/s41467-022-33373-y](https://doi.org/10.1038/s41467-022-33373-y).
- Collettini C., Tesei T., Scuderi M. M., *et al.* Beyond Byerlee friction, weak faults and implications for slip behavior // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2019. — Vol. 519. — P. 245–263. — DOI: [10.1016/j.epsl.2019.05.011](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.011).
- Dieterich J. H. Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1979. — Vol. 84, B5. — P. 2161–2168. — DOI: [10.1029/JB084iB05p02161](https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02161).
- Dixon N., Smith A., Flint J. A., *et al.* An acoustic emission landslide early warning system for communities in low-income and middle-income countries // *Landslides*. — 2018. — Vol. 15, no. 8. — P. 1631–1644. — DOI: [10.1007/s10346-018-0977-1](https://doi.org/10.1007/s10346-018-0977-1).
- Emanov A. F., Emanov A. A., Fateev A. V., *et al.* The technogenic Bachat earthquake of June 18, 2013 (ML = 6.1) in the Kuznetsk Basin—the world’s strongest in the extraction of solid minerals // *Seismic Instruments*. — 2017. — Vol. 53, no. 4. — P. 333–355. — DOI: [10.3103/S0747923917040041](https://doi.org/10.3103/S0747923917040041).
- Fagereng A. and Sibson R. H. Mélange rheology and seismic style // *Geology*. — 2010. — Vol. 38, no. 8. — P. 751–754. — DOI: [10.1130/G30868.1](https://doi.org/10.1130/G30868.1).
- Foulger G. R., Wilson M. P., Gluyas J. G., *et al.* Global review of human-induced earthquakes // *Earth-Science Reviews*. — 2018. — Vol. 178. — P. 438–514. — DOI: [10.1016/j.earscirev.2017.07.008](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.008).
- Gibowicz S. J. and Kijko A. *Introduction to Mining Seismology* / ed. by R. Dmowska. — Elsevier Science & Technology Books, 2013.
- Gilyarov V. L., Damaskinskaya E. E., Kadomtsev A. G., *et al.* Analysis of statistic parameters of geoacoustic monitoring data for the Antey uranium deposit // *Journal of Mining Science*. — 2014. — Vol. 50, no. 3. — P. 443–447. — DOI: [10.1134/S1062739114030065](https://doi.org/10.1134/S1062739114030065).
- Gridin G. A., Ostapchuk A. A., Grigorieva A. V., *et al.* Variations in the structural and physical-mechanical properties of a tectonic fault in the near-surface zone // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2025. — No. 1. — In press.
- Hanks T. C. and Kanamori H. A moment magnitude scale // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1979. — Vol. 84, B5. — P. 2348–2350. — DOI: [10.1029/JB084iB05p02348](https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348).
- Ikari M. J., Marone Ch. and Saffer D. M. On the relation between fault strength and frictional stability // *Geology*. — 2011. — Vol. 39, no. 1. — P. 83–86. — DOI: [10.1130/g31416.1](https://doi.org/10.1130/g31416.1).
- Kanamori H. The energy release in great earthquakes // *Journal of Geophysical Research*. — 1977. — Vol. 82, no. 20. — P. 2981–2987. — DOI: [10.1029/JB082i020p02981](https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981).
- Keilis-Borok V. I. *Study of the mechanism of earthquakes*. — Moscow : USSR Academy of Sciences, 1957. — P. 148.
- Kocharyan G. G. *Geomechanics of faults*. — Moscow : GEOS, 2016. — P. 432.
- Kocharyan G. G., Besedina A. N., Gridin G. A., *et al.* Friction as a Factor Determining the Radiation Efficiency of Fault Slips and the Possibility of Their Initiation: State of the Art // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2023. — No. 59. — P. 337–363. — DOI: [10.1134/S1069351323030060](https://doi.org/10.1134/S1069351323030060).
- Kocharyan G. G., Budkov A. M. and Kishkina S. B. Initiation of Tectonic Earthquakes during Underground Mining // *Journal of Mining Science*. — 2018a. — Vol. 54, no. 4. — P. 561–568. — DOI: [10.1134/S1062739118044014](https://doi.org/10.1134/S1062739118044014).

- Kocharyan G. G., Kulikov V. I. and Pavlov D. V. On the influence of mass explosions on the stability of tectonic faults // Physical and technical problems of mineral development. — 2019. — No. 6. — DOI: [10.15372/FTPRPI20190605](https://doi.org/10.15372/FTPRPI20190605).
- Kocharyan G. G., Ostapchuk A. A., Pavlov D. V., *et al.* The Effects of Weak Dynamic Pulses on the Slip Dynamics of a Laboratory Fault // Bulletin of the Seismological Society of America. — 2018b. — Vol. 108, 5B. — P. 2983–2992. — DOI: [10.1785/0120170363](https://doi.org/10.1785/0120170363).
- Kocharyan G. G., Qi Ch., Kishkina S., *et al.* Potential triggers for large earthquakes in open-pit mines: A case study from Kuzbass, Siberia // Deep Underground Science and Engineering. — 2022. — Vol. 1, no. 2. — P. 101–115. — DOI: [10.1002/dug2.12028](https://doi.org/10.1002/dug2.12028).
- Kwiatek G., Plenkers K. and Dresen G. Source Parameters of Pico-seismicity Recorded at Mponeng Deep Gold Mine, South Africa: Implications for Scaling Relations // Bulletin of the Seismological Society of America. — 2011. — Vol. 101, no. 6. — P. 2592–2608. — DOI: [10.1785/0120110094](https://doi.org/10.1785/0120110094).
- Lavrov A. V. and Shkuratnik V. L. Deformation- and fracture-induced acoustic emission in rocks (review) // Akusticheskiy Zhurnal. — 2005. — Vol. 51. — P. 6–18. — EDN: HSIMXL.
- Li B., Li N., Wang E., *et al.* Discriminant Model of Coal Mining Microseismic and Blasting Signals Based on Waveform Characteristics // Shock and Vibration. — 2017. — Vol. 2017. — P. 1–13. — DOI: [10.1155/2017/6059239](https://doi.org/10.1155/2017/6059239).
- Lobatskaya P. M. Zones of dynamic influence of faults based on the analysis of associated ruptures // Geology and Geophysics. — 1983. — No. 6. — P. 53–61.
- Locchi M. E., Scognamiglio L., Tinti E., *et al.* A large fault partially reactivated during two contiguous seismic sequences in Central Italy: The role of geometrical and frictional heterogeneities // Tectonophysics. — 2024. — Vol. 877. — P. 230284. — DOI: [10.1016/j.tecto.2024.230284](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2024.230284).
- Lovchikov A. V. Review of the strongest rockbursts and mining-induced earthquakes in Russia // Journal of Mining Science. — 2013. — Vol. 49, no. 4. — P. 572–575. — DOI: [10.1134/S1062739149040072](https://doi.org/10.1134/S1062739149040072).
- Lu C.-P., Liu Y., Zhang N., *et al.* In-situ and experimental investigations of rockburst precursor and prevention induced by fault slip // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. — 2018. — Vol. 108. — P. 86–95. — DOI: [10.1016/j.ijrmms.2018.06.002](https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2018.06.002).
- Ma J., Zhao G., Dong L., *et al.* A Comparison of Mine Seismic Discriminators Based on Features of Source Parameters to Waveform Characteristics // Shock and Vibration. — 2015. — Vol. 2015. — P. 1–10. — DOI: [10.1155/2015/919143](https://doi.org/10.1155/2015/919143).
- Morozova K. G., Ostapchuk A. A., Besedina A. N., *et al.* Classification of seismic events accompanying the blasting method of mining // Seismicheskie Pribory. — 2022. — Vol. 58, no. 4. — P. 97–110. — DOI: [10.21455/si2022.4-6](https://doi.org/10.21455/si2022.4-6).
- Oparin V. N., Usoltseva O. M., Semenov V. N., *et al.* Evolution of stress-strain state in structured rock specimens under uniaxial loading // Journal of Mining Science. — 2013. — Vol. 49, no. 5. — P. 677–690. — DOI: [10.1134/S1062739149050018](https://doi.org/10.1134/S1062739149050018).
- Ostapchuk A., Morozova K., Markov V., *et al.* Acoustic Emission Reveals Multiple Slip Modes on a Frictional Fault // Frontiers in Earth Science. — 2021. — Vol. 9. — DOI: [10.3389/feart.2021.657487](https://doi.org/10.3389/feart.2021.657487).
- Oye V. Source Parameters and Scaling Relations for Mining-Related Seismicity within the Pyhasalmi Ore Mine, Finland // Bulletin of the Seismological Society of America. — 2005. — Vol. 95, no. 3. — P. 1011–1026. — DOI: [10.1785/0120040170](https://doi.org/10.1785/0120040170).
- Patonin A. V., Shikhova N. M., Ponomarev A. V., *et al.* Module system of continuous acoustic emission registration for laboratory studies of the rocks destruction processes // Seismicheskie pribory. — 2018. — Vol. 54, no. 3. — P. 35–55. — DOI: [10.21455/si2018.3-3](https://doi.org/10.21455/si2018.3-3).
- Richardson E. Seismicity in Deep Gold Mines of South Africa: Implications for Tectonic Earthquakes // Bulletin of the Seismological Society of America. — 2002. — Vol. 92, no. 5. — P. 1766–1782. — DOI: [10.1785/0120000226](https://doi.org/10.1785/0120000226).
- Scholz C. H. Large Earthquake Triggering, Clustering, and the Synchronization of Faults // Bulletin of the Seismological Society of America. — 2010. — Vol. 100, no. 3. — P. 901–909. — DOI: [10.1785/0120090309](https://doi.org/10.1785/0120090309).
- Shebalin P. N., Gvishiani A. D., Dzeboev B. A., *et al.* Why Are New Approaches to Seismic Hazard Assessment Required? // Doklady Earth Sciences. — 2022. — Vol. 507, no. 1. — P. 930–935. — DOI: [10.1134/s1028334x22700362](https://doi.org/10.1134/s1028334x22700362).
- Sherman C. I., Bornyakov C. A. and Buddo B. Yu. Regions of dynamic influence of faults. — Novosibirsk : Science, 1983. — P. 112.
- Shkuratnik V. L. and Voznesensky A. S. Acoustic emission of the ultrasonic frequency range as a tool for solving problems of mining geophysics // Mining Journal. — 2009. — No. 1. — P. 54–57. — EDN: LHOUDT.
- Sibson R. H. Thickness of the Seismic Slip Zone // Bulletin of the Seismological Society of America. — 2003. — Vol. 93, no. 3. — P. 1169–1178. — DOI: [10.1785/0120020061](https://doi.org/10.1785/0120020061).
- Smirnov V. B., Ponomarev A. B. and Zavyalov A. D. Structure of the acoustic regime in rock samples and seismic regime // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 1995. — No. 1. — P. 38–58. — EDN: XGWLWZ.

- Smith S. A. F., Bistacchi A., Mitchell T. M., *et al.* The structure of an exhumed intraplate seismogenic fault in crystalline basement // *Tectonophysics*. — 2013. — Vol. 599. — P. 29–44. — DOI: [10.1016/j.tecto.2013.03.031](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.031).
- Tinti E., Casarotti E., Ulrich T., *et al.* Constraining families of dynamic models using geological, geodetic and strong ground motion data: The Mw 6.5, October 30th, 2016, Norcia earthquake, Italy // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2021. — Vol. 576. — P. 117237. — DOI: [10.1016/j.epsl.2021.117237](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117237).
- Volpe G., Pozzi G. and Collettini C. Y-B-P-R or S-C-C'? Suggestion for the nomenclature of experimental brittle fault fabric in phyllosilicate-granular mixtures // *Journal of Structural Geology*. — 2022. — Vol. 165. — P. 104743. — DOI: [10.1016/j.jsg.2022.104743](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104743).
- Vostrikov V. I., Usol'tseva O. M., Tsoi P. A., *et al.* Deformation processes features and microseismic emission of rock specimens under loading until failure // *Interexpo Geo-Siberia*. — 2016. — Vol. 2, no. 3. — P. 45–49. — EDN: VXLLEX.
- Walsh F. R. and Zoback M. D. Probabilistic assessment of potential fault slip related to injection-induced earthquakes: Application to north-central Oklahoma, USA // *Geology*. — 2016. — Vol. 44, no. 12. — P. 991–994. — DOI: [10.1130/G38275.1](https://doi.org/10.1130/G38275.1).
- Wiemer S. A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP // *Seismological Research Letters*. — 2001. — Vol. 72, no. 3. — P. 373–382. — DOI: [10.1785/gssrl.72.3.373](https://doi.org/10.1785/gssrl.72.3.373).
- Zakharov V. N. Seismoacoustic forecasting and control of the state and properties of rocks in the development of coal deposits. — Moscow : IGD im. A. A. Skochinsky, 2002. — P. 172.
- Zmushko T. Yu., Turuntaev S. B. and Kulikov V. I. Relationship between mine seismicity and the mining regime in the Vorkuta mines // *Dynamic processes in the geospheres*. — 2011. — No. 2. — P. 75–88. — EDN: TMYUCR.

ГРАНИЦА ТРИАСА И ЮРЫ В РАЗРЕЗЕ АНАБАРСКОЙ ГУБЫ
(СЕВЕР ЯКУТИИ)О. А. Лутиков^{*1,2}, Е. С. Соболев³, М. А. Рогов^{1,2}, Н. В. Ильина⁴ и Г. Н. Александрова¹¹Геологический институт РАН, Москва, Россия²ВНИГНИ, Апрельское отделение, Апрелька, Россия³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия⁴Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия* **Контакт:** Олег Анатольевич Лутиков, niipss@mail.ru

Разрез мыса Аиркат на западном берегу Анабарской губы является опорным для изучения триаса и юры в Анабарском районе, однако его расчленение до настоящего времени является предметом полемики. Приводится детальная литологическая и палеонтологическая характеристика разреза. На основании существующих сведений о генезисе пограничных триасово-юрских отложений проведена ревизия границ местных стратиграфических подразделений, впервые установлена булунканская свита в интервале разреза, который ранее считался базальной частью «зимней свиты». По двустворчатым моллюскам и брахиоподам определен рэтский возраст булунканской свиты. Вместо ранее прослеживаемой в этом районе зимней свиты, распространенной в Западной Сибири, выделена новая лаптевоморская свита. За основание свиты принят маркирующий горизонт глин прибрежно-морского генезиса. По двустворчатым моллюскам определен геттангский возраст нижней части лаптевоморской свиты. Границу триаса и юры предложено условно совмещать с основанием лаптевоморской свиты. Изображены ключевые виды рэтских и нижнегеттангских двустворок и брахиопод.

Ключевые слова: рэт, геттанг, стратиграфия, двустворчатые моллюски, Сибирь.**Цитирование:** Лутиков, О. А., Е. С. Соболев, М. А. Рогов, Н. В. Ильина и Г. Н. Александрова Граница триаса и юры в разрезе Анабарской губы (север Якутии) // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES5014. — DOI: 10.2205/2024es000936 — EDN: UTTEIL**Введение**

Уточнение ярусного и зонального расчленения пограничных отложений триаса и юры Восточной Сибири имеет важное значение как для решения общих вопросов стратиграфии, так и с практической точки зрения, поскольку к этим отложениям зачастую приурочены полезные ископаемые. Основные естественные разрезы, позволяющие проводить изучение ярусов триаса и юры, расположены на севере республики Саха (Якутия). Еще в 1945 г. Т. М. Емельянцева [Емельянцева, 1945] приводил аргументы в пользу возможного присутствия нефтяных залежей в пограничных отложениях триаса и нижней юры в Нордвикском и Анабарском районах, так как они обладают хорошими коллекторскими свойствами. В смежном Буур-Оленекском районе к пограничным слоям приурочены россыпи алмазов [Граханов и др., 2010]. Присутствие твердых полезных ископаемых отмечалось в бассейне р. Гуримискай, где размываются триасово-юрские породы [Проскурнин и др., 2013].

К настоящему времени рэтские и геттангские отложения выявлены в морских фациях на огромной территории Северо-Востока Азии от притоков р. Буур до Чукотки [Галабала и др., 1989; Решения..., 2009, и др.]. В разрезах Восточной Сибири установление рэта и геттанга в лагунных, пляжевых и мелководных морских терригенных фациях является более сложной задачей ввиду редкости и недостаточной степени изученности руководящих ископаемых.

<https://elibrary.ru/utteil>

Получено: 8 июля 2024 г.

Принято: 30 сентября 2024 г.

Опубликовано: 30 декабря 2024 г.

© 2024. Коллектив авторов.

Разрез мыса Аиркат на западном берегу Анабарской губы начиная с 30-х годов XX века является опорным для изучения триаса и юры в Анабарском районе, здесь расположены стратотипы 7 свит среднего триаса – средней юры. В то же время, положение границы триаса и юры и свитное расчленение интервала вблизи этой границы остаются спорными. В связи с этим необходимо детальное рассмотрение истории изучения верхнетриасовых-нижнеюрских отложений данного разреза.

В 1942 г. Т. М. Емельянцев выполнил первое стратиграфическое расчленение пограничных триасово-юрских отложений в междуречье рек Хатанга и Анабар, выделив в разрезе морские отложения карнийского яруса, континентально-лагунные отложения чайдахской свиты и прибрежно-морские отложения нижнего лейаса [Корнилюк и др., 1946]. В дальнейшем взгляды на стратиграфический объем выделенных подразделений неоднократно менялись, предлагались другие варианты расчленения триасово-юрской толщи [Видмин-Лобзин и Лазуркин, 1977; Дагис, 1977; Емельянцев, 1953; Казаков и др., 2002; Карцева и др., 1974; Князев и др., 1991; Лутиков и др., 2009; Решения..., 1981; Сакс и др., 1959; 1976; 1963; Шурыгин, 1978; Шурыгин и др., 2000, и др.]. Согласно современным представлениям, в разрезе западного побережья Анабарского залива обнажены последовательно перекрывающие друг друга отложения, относящиеся к чайдахской (нижний карний – нижний норий), тумулской (средний норий – рэт) и зимней (геттанг – нижняя часть зоны *Amaltheus stokesi* верхнего плинсбаха) свитам [Казаков и др., 2002; Шурыгин и др., 2000]. В то же время, в связи с недостаточной изученностью фоссилей из верхнетриасовых и нижнеюрских отложений в разрезе мыса Аиркат, продолжают существовать разные взгляды на положение границы между триасовой и юрской системами в Анабарском районе (рис. 1).

В 1942 г. Т. М. Емельянцев датировал чайдахскую свиту норием – рэтом [Сакс и др., 1959]. Позднее он стал относить эту свиту к нижней юре [Емельянцев, 1947а,б; 1953; Корнилюк и др., 1946, и др.]. В связи с отсутствием находок руководящей фауны вопрос о положении границы между триасовой и юрской системами решался им из общегеологических представлений и опирался на доминирующую в 50–60-е гг. XX в. гипотезу о начале трансгрессивного этапа осадконакопления в юрском периоде [Бодылевский, 1957; Емельянцев, 1953]. Т. М. Емельянцев полагал, что, чайдахская свита сформировалась во время юрской трансгрессии в континентально-лагунных условиях, а осадки этих фаций постепенно сменились морскими осадками мелководного моря, которое в ранней юре постепенно углублялось [Емельянцев, 1953]. Песчанистые отложения с фауной, перекрывающие чайдахскую свиту, считались ниже (?) – среднелейасовыми [Емельянцев, 1947а]. Изучавший мезозойские разрез в Нордвикском районе М. К. Калинин [Калинко, 1953] не исключал вероятность того, что в нижней части чайдахская свита включает в себя рэтский ярус.

В 1953 г. Е. С. Лаптинская (Ершова) и Т. М. Емельянцев собрали большую коллекцию фауны из разреза мыса Аиркат. На основе изученной коллекции Н. С. Воронец и Е. С. Лаптинская (Ершова) [Воронец и Лаптинская, 1955] выделили нижний лейас в морской толще, ранее считавшейся среднелейасовой [Бодылевский, 1939]. Из основания юрского разреза Анабарской губы ими были определены эндемичные таксоны двустворчатых моллюсков *Pseudomonotis tas-aryensis* Voronetz и *Ps. lisabeti* (MS) [Воронец и Лаптинская, 1955]. Условное выделение нижнего лейаса в разрезах Нордвикского и Анабарского районов не вызвало возражения у большинства исследователей [Калинко, 1959; Сакс и др., 1959; Сороков, 1957, и др.].

В 40–50-е гг. сформировались первые представления о рэтских комплексах фауны на Северо-Востоке СССР. Считалось, что рэтская фауна в этом регионе обнаруживает больше всего сходства с рэтскими фаунами Крыма, Кавказа и Западной Европы. В 1957 г. И. И. Тучков с р. Вилига (Северное Приохотье) привел ряд рэтских и геттангских западноевропейских таксонов двустворчатых моллюсков, что дало ему основания для межрегиональной корреляции изученного разреза с европейскими рэтом и геттангом [Тучков, 1948; 1956; 1957].

Обозначение	Слой	Мощность, м	Разрез м. Аиркат*	[Корнилюк и др., 1946]	[Воронец и Лаптинская, 1955]**	[Сакс и др., 1959]	[Сакс и др., 1963]	[Карцева и др., 1974; Стратиграфия..., 1976]	[Казаков и др., 1982; Дасис и др., 1983; Дасис и Казаков, 1984]	[Девятков и др., 1991; Князев и др., 1991]	[Шурыгин и др., 2000; Казаков и др., 2002]	[Лутиков и др., 2009]	[Полуботко, 2010]	[Никитенко и др., 2013]	Настоящая работа								
16	20	1,1		Песчаники и глинистые с морской фауной. В основании конгломерат	Нижний лейас (геттанг – нижний плинсбах)	Песчаники и алевролиты глинистые с морской фауной. В основании слой песчаников с фауной	Плинсбах	Песчаники и алевролиты глинистые с морской фауной. В основании пачка песчаников с линзами конгломератов	Геттанг – синемор	Зимняя свита. В основании пачка песчаников с линзами конгломератов	Нижний лейас	В основании конгломерат внутри пачки песчаников	Геттанг – синемор	Зимняя свита. В основании пачка глин и угловое несогласие	Геттанг – синемор	В основании конгломерат внутри пачки песчаников	Геттанг	Зимняя свита. В основании пачка глин и угловое несогласие	Зимняя свита	Геттанг – синемор	Зимняя свита. В основании угловое несогласие	Геттанг	Лаптевоморская свита. В основании глины с известково- сидеритовыми конкрециями
	19	3,9																					
	18	2,5																					
	17	0,6																					
	16	2,0																					
	15	2,2																					
	14	1,6																					
	13	4,4																					
	12	8,4																					
	11	6,0																					
	10	3,4																					
	9	1,4																					
	8	2,1																					
	7	10,4																					
	6	3,2																					
	5	2,3																					
4	3,8																						
3	1,4																						
2	2,6																						
1	1,0-2,0																						
1a	40-41	9,6		Чайдахская свита. Чередование косослоистых и правильно слоистых песчаников, песков, песчанистых глин и алевритов без фауны. В основании конгломерат	Триас	Верхний триас	Верхний триас	Триас	Триас	Чайдахская свита. Чередование косослоистых и правильно слоистых песчаников, песков, песчанистых глин и алевритов без фауны. В основании конгломерат	Нижний карний – нижний норий	Чайдахская свита. Чередование косослоистых и правильно слоистых песчаников, песков, песчанистых глин и алевритов без фауны. В основании песчаники с морской фауной	Триас	Чайдахская свита	Карний – нижний норий	Чайдахская свита. Чередование косослоистых и правильно слоистых песчаников, песков, песчанистых глин и алевритов без фауны. В основании песчаники с морской фауной	Норий	Чайдахская свита	Норий – рэт	Чайдахская свита	Триас	Норий	Осипайская (?) свита
	37-39	4,0																					
	36	29,97- 30,24																					
	Пропуск	10,0																					
	34-35	2,73																					
	33	3,0																					
	32	5,0																					
	31	1,1																					
	30	6,0																					
	29	11,35- 11,39																					
	28	5,6																					
	27	8,0																					

Условные обозначения:



Рис. 1. Ретроспектива взглядов на положение границы триаса и юры в разрезе мыса Аиркат. Красная линия – граница триаса и юры; границы свит показаны сплошными горизонтальными линиями; * – по [Лутиков и др., 2009] с уточнениями; ** – граница триаса и юры показана по Н. С. Воронец [Воронец, 1962].

В 1956 г., делая доклад на междуведомственном совещании, В. И. Бодылевский обратил внимание на то, что нижний лейас в разрезе Анабарской губы был выделен Н. С. Воронец и Е. С. Лаптинской по положению в разрезе. Поскольку верхний плинсбах в этом районе был установлен по находкам аммонитов *Amaltheus margaritatus* (Montf.), то толща, лежащая ниже, по его мнению, должна относиться к плинсбаху, поскольку в ней на тот момент не было обнаружено руководящих ископаемых геттанга – синемюра, а приведенный комплекс двустворчатых моллюсков ближе к комплексу верхнего плинсбаха [Бодылевский, 1957]. Позднее эта точка зрения была принята большинством специалистов. Фауна, определенная Е. С. Лаптинской и Н. С. Воронец, вместе с некоторыми дополнениями стала использоваться для обоснования уже не раннелейасового, а плинсбахского возраста толщи, залегающей в основании юры на западном берегу Анабарской губы [Воронец, 1962; Емельянцева и др., 1960; Сакс и др., 1963, и др.].

В 1958 г. Н. А. Первунинская установила, что комплекс миоспор чайдахской свиты носит переходный характер между комплексами верхнего триаса и нижнего лейаса [Первунинская, 1958].

В 1959 г. В. Н. Сакс с соавторами, опираясь на данные Н. А. Первунинской, датировали чайдахскую свиту поздним триасом. Они рассматривали чайдахскую свиту как континентальный (регрессивный) этап развития единого позднетриасового ритма осадконакопления, начало которого было представлено морскими отложениями карнийского возраста. Вышележащую свиту песчаников с прослоями алевролитов, линзами конгломератов, они отнесли к геттангскому и синемюрскому ярусам [Сакс и др., 1959].

В 1960 г. Э. Н. Кара-Мурза впервые обосновала норийско-рэтский возраст чайдахской свиты на основании анализа спорово-пыльцевых комплексов. При обозначении систематической принадлежности миоспор Э. Н. Кара-Мурза придерживалась как генетической классификации, так и формальной классификации С. Н. Наумовой [Кара-Мурза, 1960].

В 1970 г. Г. К. Видмин-Лобзин произвел геологическую съемку листа S-49-XXIII-XXIV масштаба 1:200 000 на западном побережье Анабарской губы. Его взгляды на литостратиграфию триаса частично соответствовали взглядам Т. М. Емельянцева [Емельянцева, 1947b]. В основании чайдахской свиты он описал конгломераты (0,1–0,3 м), сложенные гальками липаритов и дацит-липаритов (преобладающих), трахилипаритов, дацитов, пепловых туфов кислого состава, гранит-порфиров, долеритов, кварца, доломитов и многочисленные обломки обугленной древесины. Эти конгломераты были им прослежены на западном берегу Анабарской губы и в бассейне верхнего течения р. Гуримиской. Граница с юрскими отложениями была проведена по угловому несогласию. Мощность чайдахской свиты по данным Г. К. Видмина-Лобзина составила 70–95 м [Видмин-Лобзин и Лазуркин, 1977].

В 1974 г. Г. Н. Карцева с соавторами провела свитное расчленение юрского разреза в Анабарском районе (путём прослеживания здесь свит, ранее выделенных в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба) и установила в его основании зимнюю свиту. Нижняя граница свиты была проведена в основании пачки песчаников с линзами конгломератов. Возраст свиты датировался нижним лейасом (?) – нижним плинсбахом [Карцева и др., 1974]. В Усть-Енисейском районе зимняя свита была первоначально выделена условно в объеме нижнего плинсбаха. Нижняя граница свиты в стратотипическом разрезе скважины 1-Р Семеновской площади определялась по смене уплотненных пород триаса более глинистыми породами юры [Байбародских и др., 1968]. Как показало изучение более полных и охарактеризованных окаменелостями разрезов юры Западной Сибири (скв. Гыданская-130), в стратотипе зимняя свита отвечает только части плинсбахского яруса [см. рис. 2, Сапьяник и др., 2018]. По нашему мнению, использование этой свиты для геттанг-плинсбахской части разреза восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба (в первую очередь – наиболее изученных разрезов мыса Цветкова и Анабарской губы) неправомерно.

Т. М. Емельянцева проводил верхнюю границу чайдахской свиты по второму прослою конгломератов внутри нижней пачки юрских песчаников [Емельянцева, 1947а]. Г. Н. Карцева относил всю пачку песчаников с прослоями конгломератов к зимней свите [Карцева и др., 1974]. Г. К. Видмин-Лобзин совмещал верхнюю границу чайдахской свиты с угловым несогласием, расположенным в разрезе на 4,6 м ниже первого прослоя конгломератов [Видмин-Лобзин и др., 1971]. Таким образом, возникла неопределенность в положении верхней границы чайдахской свиты и нижней границы зимней свиты в разрезе мыса Аиркат.

В 1976 г. С. В. Меледина и др. [Сакс и др., 1976] впервые указали на присутствие двустворчатых моллюсков *Meleagrinella subolifex* Polub. и *Otapiria* sp. в юрских отложениях, залегающих на чайдахской свите. На основании этих находок часть юрского разреза на мысе Аиркат была отнесена к нерасчлененному геттангу – синемюру [Сакс и др., 1976].

В 1978 г. разрез триаса на мысе Аиркат был ревизован А. С. Дагисом, А. А. Дагис и Н. И. Курушиным. На основании литолого-петрографического и геохимического изучения пород, проведенных А. М. Казаковым, стратиграфический объем чайдахской свиты был изменен за счет присоединения к ней карнийских песчаников морского генезиса с аммоноидеями *Discophyllites* (= *Arctophyllites*) *taimyrensis* Popow [Дагис и др., 1983; Казаков и др., 1982; Решения..., 1981].

При подготовке к 3-му Межведомственному региональному стратиграфическому совещанию по мезозою и кайнозою Средней Сибири схема свитной разбивки нижней юры была проанализирована Б. Н. Шурыгиным, а затем В. Н. Саксом, С. В. Мелединой и Б. Н. Шурыгиным. При этом по данным изучения разреза Анабарской губы был уточнен стратиграфический объем зимней свиты. Нижняя часть зимней свиты с двустворчатыми моллюсками *Meleagrinella subolifex* Polub. и *Otapiria* sp. была отнесена к нерасчлененному геттангу – синемюру, более высокая часть с двустворчатыми моллюсками *Narpa spinosus* (Sow.) и аммонитами *Amaltheus* cf. *stokesi* (Sow.) отнесена к плинсбаху. Верхняя граница зимней свиты была перенесена внутрь зоны *Amaltheus stokesi* [Решения..., 1981; Сакс и др., 1978; Шурыгин, 1978].

В 1984 г. исследования в Анабарском районе проводили сотрудники Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС) В. П. Девятков, В. Г. Князев и О. А. Лутиков. В разрезе западного берега Анабарской губы была собрана коллекция двустворчатых моллюсков и брахиопод, изучение которой легло в основу детального биостратиграфического расчленения нижних частей юры в Анабарском районе. Из пачки песчаников с линзами конгломератов в основании зимней свиты были определены двустворчатые моллюски *Tancredia* aff. *tuchkovi* Kipar., *Aguilerella* sp., *Unionites* sp. На пляже напротив выходов этой пачки был обнаружен отпечаток, близкий к *Pseudomytiloides sinuosus* Polub. На основании имеющихся в то время представлений о стратиграфическом распространении вида *Pseudomytiloides sinuosus*, пачка была отнесена к геттангу [Девятков и др., 1991; Князев и др., 1991].

В 1986 г. Р. О. Галабала и др. [Галабала и др., 1989] в процессе геолого-съёмочных работ НПО «Аэрогеология» впервые установили рэтские отложения в Восточной Сибири. Рэтский комплекс двустворчатых моллюсков и брахиопод был обнаружен в разрезе на р. Кыстык-Хая-Юряге (левый приток р. Келимьяр) в пачке переслаивающихся песчаников, алевролитов и глин с прослоем конгломерата в основании. Эта пачка, залегающая с большим стратиграфическим перерывом на различных отложениях триаса, рассматривалась в качестве базального горизонта трансгрессивной серии осадков и была выделена в булунканскую свиту в бассейне рек Бур, Келимьяр, Никабыт со стратотипом в среднем течении руч. Кыстык-Хая-Юряге и опорным разрезом по руч. Булункан-Юряге (притоки р. Келимьяр). Аналогичными исследованиями южнее в верхнем течении р. Экит (левый приток р. Лена) одновозрастные отложения были выделены в хотугинскую свиту [Галабала и др., 1989].

В 1992 г. А. М. Казаков и Н. И. Курушин установили рэтский возраст отложений в серии разрезов Восточной Сибири – на мысе Тумул, мысе Цветкова, на рр. Буур,

Келимяр, Буур-Экит [Казаков и др., 1982]. Терминальная часть триасовой толщи была отнесена ими к тумулской свите, стратотип которой был описан в разрезе мыса Тумул [Казаков и др., 1982]. Тумулская свита рассматривалась, как единое геологическое тело, соответствующее нижнему норию (верхней части) – рэту. Выделение булунканской свиты в Буур-Оленёкском районе авторы посчитали излишним [Казаков и Курюшин, 1992].

В 2002 г. А. М. Казаков и соавторы предложили новое свитное расчленение триаса в Анабарском районе [Казаков и др., 2002]. Опираясь на данные З. И. Булатовой, обнаружившей в верхней части чайдахской свиты фораминифер, близких к нижнеюрским [Булатова, 1983], в этом интервале разреза ими была установлена тумулская свита мощностью 10 м. Нижняя граница тумулской свиты в этом разрезе не была описана и, по-видимому, совмещалась с прослоем, содержащим включения углефицированного вещества, рассеянную гальку и валуны песчаников (слой 40 настоящего описания, см. ниже). Верхняя граница тумулской свиты была проведена в основании второго прослоя конгломератов, ранее рассматривавшегося Т. М. Емельянцевым как верхняя граница чайдахской свиты. Чайдахская свита стала датироваться нижним карнием – нижним норию; тумулская свита – средним норию – рэтом [Казаков и др., 2002].

В 2009 г. в разрезе западного берега Анабарской губы О. А. Лутиков и Е. С. Соболев впервые установили рэтские отложения на основе проведенной ревизии коллекции двустворчатых моллюсков и брахиопод, собранной О. А. Лутиковым в 1984 г. [Лутиков и др., 2009].

В 2010 г. И. В. Полуботко [Полуботко, 2010] проанализировала распределение фауны в стратотипе тумулской свиты и обнаружила внутри нее стратиграфический перерыв, разделяющий свиту на два геологических тела. Верхнюю толщу, имеющую рэтский возраст, она считала аналогом выделенной ранее булунканской свиты, которая вошла в легенды Оленекской и Уджинской серий масштаба 1:200 000 [Бобров и др., 2000; Бобров и др., 2002]. Для нижней части тумулской свиты было предложено или использовать новое название, или в виде исключения сохранить старое название. Как показали дальнейшие исследования, булунканская свита рэтского возраста присутствует в Восточной Сибири гораздо шире, чем это предполагалось ранее, и установлена по всему обрамлению Оленекского поднятия [Граханов и др., 2010; Попов и др., 2018, и др.].

В Анабарском районе верхняя граница чайдахской свиты разными исследователями проводилась по второму прослою конгломератов внутри пачки песчаников [Дагис и др., 1983; Дагис и Казаков, 1984; Казаков и др., 1982; Корнилюк и др., 1946], по подошве пачки песчаников с линзами конгломератов [Воронец, 1962; Карцева и др., 1974; Сакс и др., 1959; 1963; Шурыгин и др., 2000], по угловому несогласию между песчаниками и глинами [Видмин-Лобзин и др., 1971; Дагис, 1977; Девятков и др., 1991; Князев и др., 1991; Попов и Никитенко, 2020; Сакс и др., 1976] (рис. 1).

В настоящее время не утверждена точка глобального стратотипа рэта, что естественно влечёт разное понимание его подошвы. Возникшая в конце XX в. и принятая большинством отечественных специалистов концепция выделения рэтского яруса на территории Северо-Востока Азии была основана на убеждении, что нижняя граница рэта подчеркивается полным исчезновением двустворчатых моллюсков, относящихся к родам *Monotis* и *Halobia*, а зона *Tosapecten efimovae* является достаточно полным коррелятивом рэта [Дагис и Дагис, 1990]. К рэту с большей уверенностью относились отложения, характеризующиеся двустворчатыми моллюсками, встречающимися только в «надмонотисовой» терминальной части триаса, такими как: *Tosapecten efimovae* Polub., *Praechlamys privalskajensis* Polub., *Camptochlamys inspecta* Kipar., *Ochotomys anmandykanensis* (Tuchk.), *Schafheutlia mellingi* (Hauer), *Tancredia tuchkovi* Kipar. Для рэтского комплекса двустворчатых моллюсков характерны также таксоны, появляющиеся в норрии, в том числе: *Neoschizodus rotundus* (Alb.), *Unionites lettica* (Quenst.), *U. sublettica* (Kipar.), *T. explicata* Kipar. и др. В рэтских отложениях впервые появляются двустворчатые моллюски, широко развитые в геттанге: *Camptonectes nanus*

Trusch., *Arctomytiloides kelimiarensis* Polub. [Репин и Полуботко, 2013; Шурыгин и Лутиков, 1991]. Рэтские отложения достаточно хорошо устанавливаются по брахиоподам *Piarorhynchia diva* Dagys, *P. formalis* Dagys, *P. atrita* (Dagys), *Laevithyris tuchkovi* (Dagys), *Pseudohalorella sibirica* Dagys [Дагис, 1977; Дагис и др., 1996].

В 50–70-е гг. XX в. в непрерывных разрезах морских отложений на Северо-Востоке СССР нижняя граница юры проводилась только по появлению в разрезе геттангских аммонитов, поскольку считалось, что поздне триасовые и раннеюрские комплексы двустворчатых моллюсков содержат очень близкие виды многих родов. В континентальных отложениях верхнего триаса – нижней юры граница триаса и юры устанавливалась условно, поскольку рэтская флора трудно отличима от раннеюрской [Стратиграфия..., 1973]. В конце XX в. возникло представление, что граница триаса и юры подчеркнута исчезновением таких родов двустворок, как *Tosapecten*, *Bakevella*, *Cassianella*, *Minetrigonia*, *Palaeopharus* и доминированием в ориктоценозах родов *Kolymonectes*, *Otapiria*, *Meleagrinella*, *Oxytoma*, *Arctomytiloides*, *Lima*, перешедших из триаса [Репин и др., 1993].

В 2007 г. сотрудниками Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ) под руководством Н. Н. Соболева и в 2008 г. сотрудником Геологического института РАН М. А. Роговым были изучены пограничные отложения триаса и юры, обнажающиеся на западном берегу Анабарской губы, проведено детальное описание обнажений триаса и произведена фотосъемка контакта чайдахской свиты и нижней части зимней свиты. Полученные наблюдения легли в основу новой интерпретации литологического и биостратиграфического расчленения триасовых и нижней части юрских отложений.

Целью настоящего исследования является обоснование границы триасовой и юрской систем в разрезе мыса Аиркат на западном побережье Анабарской губы с учетом полученных новых данных.

Материал

В основу биостратиграфических исследований была положена коллекция макрофауны, послойно собранная О. А. Лутиковым в 1984 г. в разрезе западного берега Анабарской губы (рис. 2).

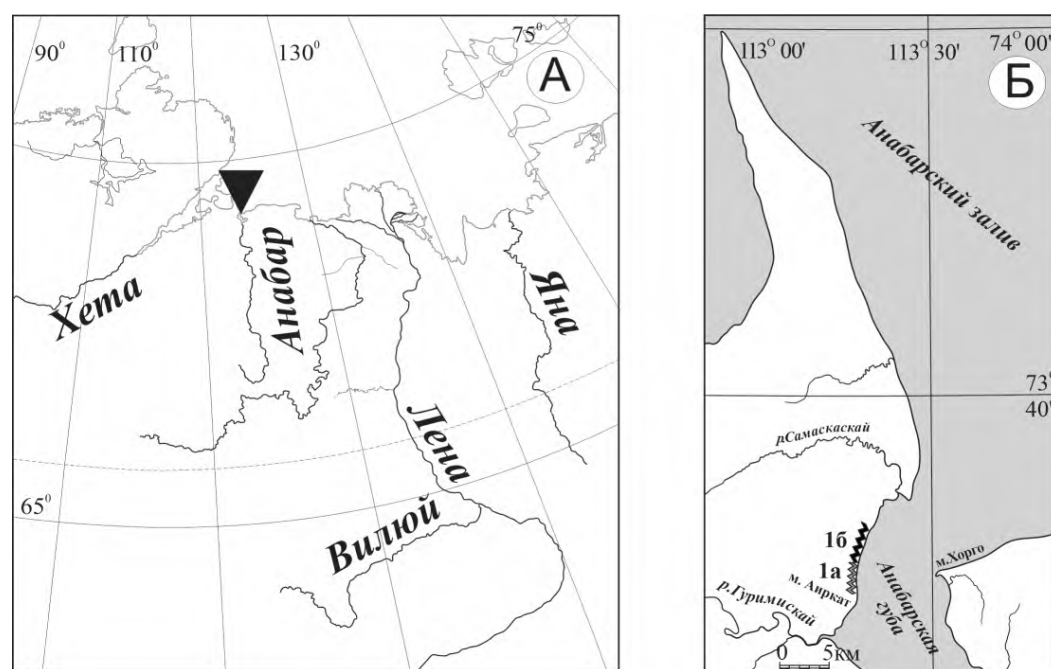


Рис. 2. Схема расположения района работ (А) и план расположения обнажений (Б): триаса (1а), юры (16) на западном берегу Анабарской губы.

Дополнительно была изучена коллекция двустворчатых моллюсков из разреза мыса Аиркат, собранная Е. С. Ершовой (Лаптинской) во время проведения послонных сборов фауны и описания этого разреза Т. М. Емельянцевым в 1953 г. и в качестве сравнительного материала, – геттангские двустворчатые моллюски найденные Гернотом Арпом (Gernot Arp) в бывшем глиняном карьере в городской черте Геттингена (Германия). Двустворчатые моллюски определены О. А. Лутиковым, брахиоподы – Е. С. Соболевым. Литологическое описание пограничных триасово-юрских отложений разреза выполнены В. П. Девятовым (1984 г.), Н. Н. Соболевым (2007 г.) и М. А. Роговым (2008 г.). Тафономические наблюдения проведены О. А. Лутиковым (1984 г.). В работе использованы фотографии Н. Н. Соболева (ВСЕГЕИ) и А. В. Ли. Изученные коллекции хранятся в г. Новосибирске в Центре коллективного пользования «Геохрон» (колл. 966) и в кернохранилище Апрельского отделения Всероссийского научно-исследовательского геологического нефтяного института (ВНИГНИ) (колл. LOA-35).

Описание разреза

Обнажение 1а

Начало обнажения расположено на левом берегу Анабарской губы вблизи мыса Аиркат на расстоянии 4300 м по прямой в направлении на северо-восток от устья р. Гуримисская. Координаты GPS – 73°28'37,8" с. ш., 113°15'31,8" в. д. Нумерация обнажений по [Лутиков и др., 2009].

Осипайская (?) свита. Нижний контакт свиты не наблюдался. Нумерация слоев принята из полевого описания разреза, выполненного Н. Н. Соболевым в 2007 г.

Слой 27, мощность 8,0 м. Песчаники полимиктовые среднезернистые зеленовато-серого цвета с многочисленными шарообразными и караваеобразными карбонатными конкрециями (до 0,3–0,4 м мощностью, реже – до 0,5 × 4 м, в кровле – до 1 × 8 м). В конкрециях встречены остатки рыб и раковины двустворок. Из этого слоя приводились определения нижнекарнийских аммоноидей *Arctophyllites taimyrensis* (Popow), двустворчатых моллюсков: *Zittelihalobia* ex gr. *popowi* (Polub.), *Bakevellia* (*Boreiobakevellia*) cf. *bennetti* (Böhm), *Janopecten* cf. *deljanensis* (Kipar.), *Cardinia borealis* Kipar., *Palaeopharus* sp. [Казаков и др., 2002].

Слой 28, мощность 5,6 м. Песчаники среднезернистые, тонко-среднеплитчатые, косослоистые зеленовато-серого цвета с угольной крошкой на поверхностях напластования, с прослоями углистых глинистых алевролитов, содержащими прослой косослоистых песчаников (рис. 3).

Из слоя указывались обломки двустворчатых моллюсков (*Halobia*) и брахиопод (*Rhynchonella*) [Корнилюк и др., 1946].

Чайдахская свита. Нижняя граница свиты проведена в основании угленосного конгломератово-песчаного слоя (рис. 4). Координаты контакта осипайской (?) и чайдахской свит – 73°29'25.90" с. ш., 113°15'40.50" в. д.

Слой 29, мощность 11,35–11,39 м. В основании – конгломераты мелкогалечные (0,1 м). Матрикс – крупнозернистый песчаный материал зеленовато-серого цвета. Переслаивание песчаников зелено-серых среднезернистых, преимущественно косослоистых с алевролитами, глинистыми алевролитами и аргиллитами, с прослоями разногалечных конгломератов. Косослоистые песчаники преобладают, тонкие прослой аргиллитов и алевролитов немногочисленны и не превышают по толщине 0,1–0,15 м. Прослой конгломератов расположены в 0,9 м (0,22 м), 4,32 м (0,03 м) от подошвы слоя и в его кровле (0,1–0,14 м). Галька в конгломератах хорошо окатанная, представлена обломками осадочных и магматических пород.

Слой 30, мощность 6,0 м. Песчаники полимиктовые средне-крупнозернистые косослоистые, рыхлые, зеленовато-серого цвета с многочисленными горизонтами шаровидных и дисковидных карбонатных конкреций до 0,4–0,5 × 2–4 м, встречаются линзы известковых песчаников (до 0,7 × 10 м) (рис. 5).



Рис. 3. Общий вид слоя 28 (длина ручки геологического молотка 0,5 м).

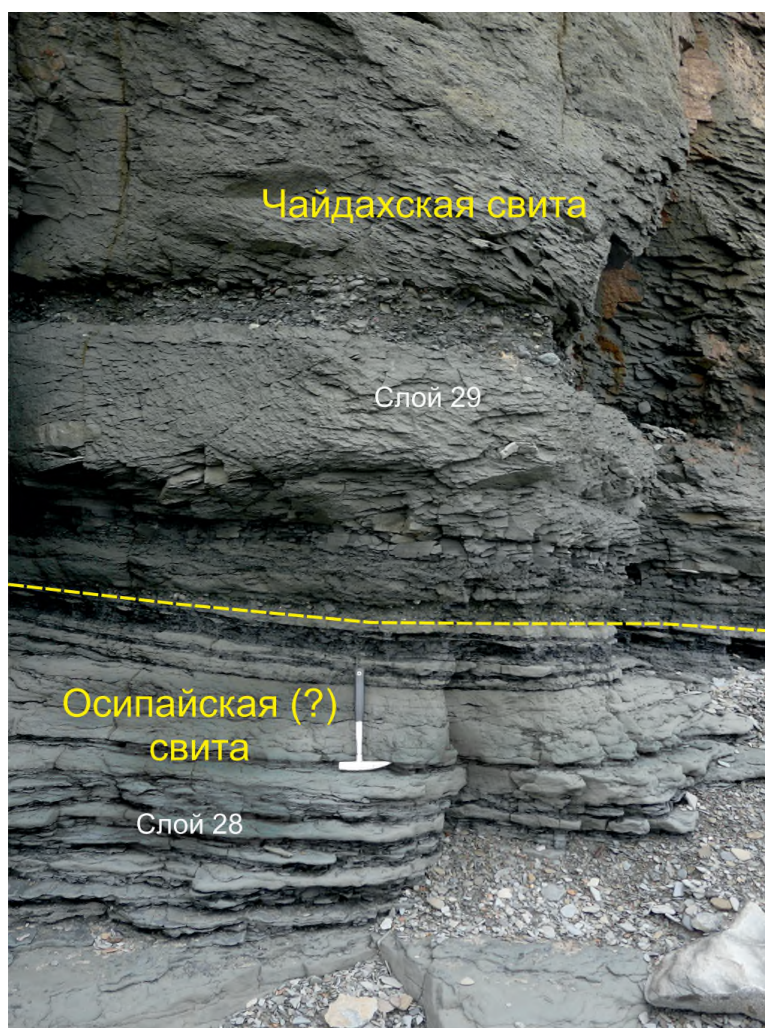


Рис. 4. Граница осипайской (?) и чайдахской свиты в разрезе м. Аиркат. В основании чайдахской свиты – конгломераты мелкогалечные.



Рис. 5. Карбонатные конкреции и линзы известковых песчаников слоя 30.

Слой 31, мощность 1,1 м. Переслаивание плотных песчаников среднезернистых серых, рыхлых песчаников зеленовато-серого цвета и плотных песчаников среднезернистых с многочисленными растительными остатками на поверхностях напластования.

Слой 32, мощность 5,0 м. Песчаники полимиктовые среднезернистые горизонтально- и волнистослоистые с угольной крошкой на поверхностях напластования.

Слой 33, мощность 3,0 м. В нижней части слоя (2,0 м) – тонкое чередование светлых алевролитов с темными глинистыми микрослоями; в верхней части слоя (1,0 м) преобладают алевролиты.

Слой 34, мощность 0,23 м. Песчаник полимиктовый крупнозернистый косослоистый серый.

Слой 35, мощность 2,5 м. Пески среднезернистые, слабо сцементированные зеленовато-серого цвета с карбонатными конкрециями, содержащими крупный растительный детрит.

Перерыв по мощности в наблюдениях в устье ручья –10 м.

Слой 36, мощность 29,97–30,24 м. Песчаники зеленовато-серые с прослоями алевролитов углистых темно-серых. В нижней части – переслаивание песчаников среднезернистых полимиктовых, отчетливо косослоистых зеленовато-серого цвета с прослоями темно-серых углистых аргиллитов горизонтальнослоистых. В интервале 4,2–15,2 м – песчаники средне-крупнозернистые с крупной косою слоистостью (рис. 6). В интервале 25,39–25,79 – аргиллиты от темно-серого до черного цвета с карбонатными конкрециями диаметром до 15 × 10 см. По простираанию прослой аргиллита имеет мощность от 0,2 до 0,4 м и включает линзовидный прослой косослоистого песчаника.

Слой 37, мощность 1,2 м. Тонкоритмичное переслаивание серых волнистослоистых алевролитов и темно-серых аргиллитов.

Слой 38, мощность 1,0 м. Глины аргиллитоподобные темно-серого цвета с прослоями серых алевролитов.

Слой 39, мощность 1,8 м. Алевро-песчаники тонкоплитчатые серого цвета с прослоями темно-серых углистых алевролитов. В верхней части слоя – тонкие прослои черных блестящих углей (до 1–1,5 см), прослои аргиллитов черных (5–10 см), песчаников с обильной флорой (2 см). В кровле – прослой глин серовато-коричневых (10 см).

Слой 40, мощность 0,2 м. Прослой с включениями гальки и валунов, состоящих из песчаников, и расположенных в глинистом матриксе, содержащим линзочки углефицированного вещества.



Рис. 6. Косая слоистость в песчаниках слое 35.

Слой 41, мощность 9,4 м. Песчаники полимиктовые, средне-крупнозернистые, зеленовато-серого цвета, косослоистые в основании с рассеянной мелкой галькой и углистыми включениями (рис. 7). В верхних 1,8 м прослои песчаников (40–50 см) чередуются с темно-серыми аргиллитами алевритистыми темно-серыми.

Обнажение 16

Начало обнажения расположено в 1,3 км севернее от мыса Аиркат. На неровной поверхности чайдахской свиты с угловым несогласием залегают глины и песчаники с прослоями конгломератов булунканской свиты (рис. 8).

Булунканская свита. Нижняя граница свиты совпадает с основанием углового несогласия. Свита трансгрессивно залегает на песчаниках слоя 41 чайдахской свиты со следами размыва – поверхность контакта неровная с малоамплитудной ундуляцией.

Слой 1, мощность 1,0–2,0 м. В основании слоя часто встречается небольшая хорошо окатанная галька (до 0,1 м), валуны кварцитов, базальтов, плоские и удлиненные конкреции сидерита (рис. 9).

Глины темно-серые почти черные, с плитчатой отдельностью, в средней части с тонкими (2–3 см) линзами известковых алевролитов зеленовато-серых с растительным детритом.

Слой 2, мощность 2,6 м. Алевролиты серые, тонкослоистые за счет прослоев темных глин и детрита, иногда известковистые (чаще сверху) в верхней части сильно

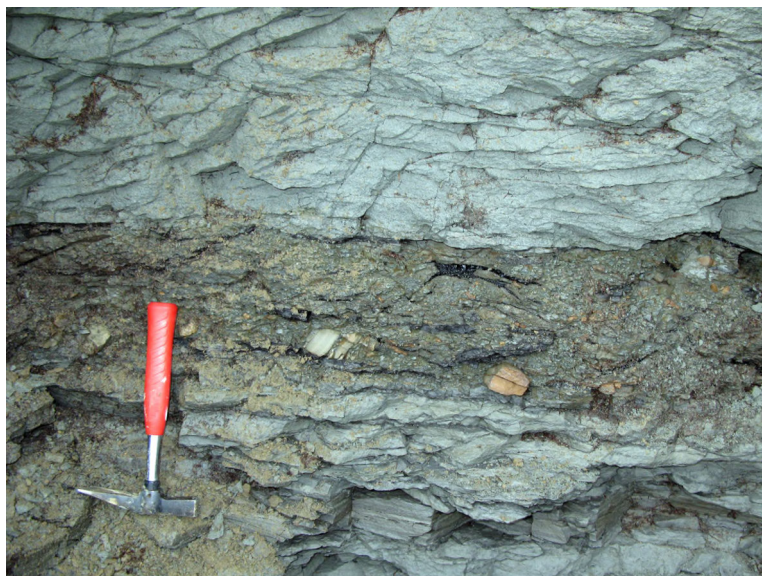


Рис. 7. Песчаники слоя 41 с углистыми включениями.

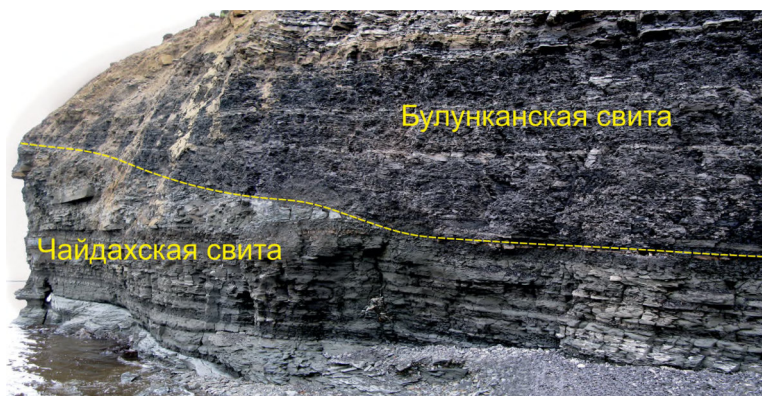


Рис. 8. Трансгрессивное залегание глин булунканской свиты на песчаниках чайдахской свиты. Желтой пунктирной линией показана нижняя граница булунканской свиты.

песчанистые. В средней части – пласт (0,5 м) темно-серой (черной) глины с линзами алевролита зеленоватого и небольшими тонкими (1×20 см) линзами черного блестящего угля. На уровне 2,1 м – пластообразный карбонатный горизонт (0,4 м).

Слой 3, мощность 1,4 м. Начинается протяженным пластообразным прослоем (до 0,25 м), состоящим из линз разногальчных конгломератов с песчаным матриксом. Галька хорошо окатанная (до 7–8 см), встречаются отдельные валуны. Галька представлена в основном базальтами, кварцем, халцедоном, реже встречаются тонкие линзы сидеритов. Сразу над конгломератами – пласт известняка (до 0,5 м) (рис. 10).

Песчаники мелкозернистые косослоистые, на отдельных уровнях с растительным детритом и редкой рассеянной галькой.

Слой 4, мощность 3,8 м. Начинается прослоем (до 0,3 м) разногальчных песчано-гравийных конгломератов с валунами (рис. 11).

Валуны в нем больше, чем в основании слоя 3, полностью отсутствуют сидериты. Галька хорошо окатанная. Валунки (до 30 см) представлены эффузивными породами, габбро-долеритами, кварцитами, кварцем. Галька и валуны располагаются в матриксе, представленном кирпично-красными глинами и мелкозернистым песком зеленовато-серого цвета. Залегające над конгломератами песчаники мелкозернистые, не крепкие, серые с зеленоватым оттенком, с линзовидной и пологоволнистой слоистостью. Песчаники на поверхности напластования с включениями отдельных галек, растительного детрита и примазками глин со следами ходов илоедов. В средней части слоя редкие

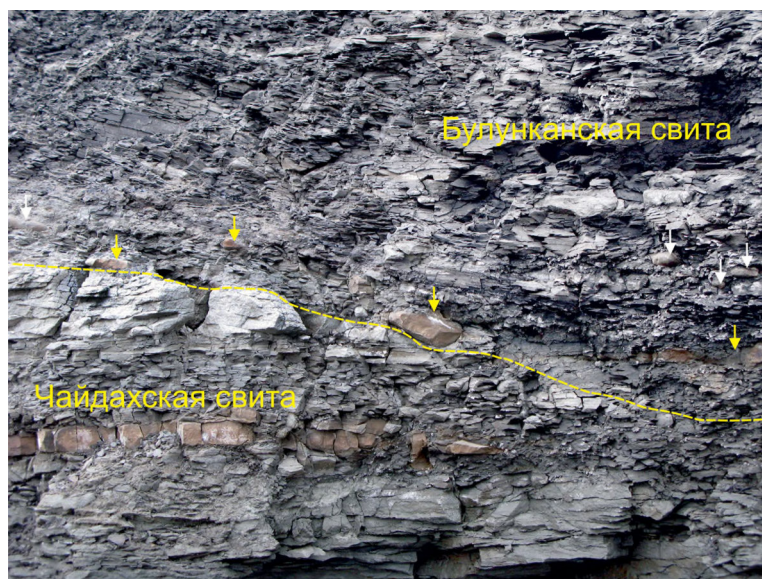


Рис. 9. Рассеянная галька (отмечена белыми стрелками) и конкреции сидерита (отмечены желтыми стрелками) в основании слоя 1 булуноканской свиты.



Рис. 10. Линза разногальчных конгломератов в основании слоя 3 булуноканской свиты.

линзы (мощностью до 0,3 м) известковистого песчаника. По простиранию они переходят в прослой, насыщенные растительным детритом. В верхней части слоя песчаники на отдельных участках с признаками образования конкреций (до 1,5 м). Обнаружена фауна: двустворчатые моллюски – *Ochotomya anmandykanensis* (Tuchk.) s. stricto (редко), *O. terechovae* Polub. (редко), *Unionites sublettica* (Kipar.) (очень часто), *U. cf. muensteri* (Wissm.) (редко), *Schafhaeutlia cf. mellingi* (Hauer) (редко), *Tancredia dittmarii* Mart. (редко), *T. tuchkovi* Kipar. (очень часто) (обр. 48, интервал 1–3 м от подошвы). Двустворчатые моллюски плохой сохранности приурочены, главным образом, к верхней части слоя. Унионитесы сохраняются в прижизненном положении. Танкредии захоронены горизонтально с раскрытыми створками. В песчаниках присутствуют вертикальные ходы илоедов (диаметр 1 см, длина от 5 до 10 см), встречаются членики криноидей и щупальца офиур (редко).

Слой 5, мощность 2,3 м. Начинается валунно-галечными конгломератами (0,15 м) с редкими валунами и глыбами базальтов (рис. 12).



Рис. 11. Валунно-галечные конгломераты в основании слоя 4 булунканской свиты.



Рис. 12. Валунно-галечные конгломераты в основании слоя 5 булунканской свиты.

Выше залегают песчаники серые с зеленоватым оттенком плитчатые и кусковатые, пологоволнистослоистые за счет частых (через 10–20 см) прослоев мощности до 5 см темных глин с неравномерным распределением песчано-алевритового материала. На отдельных участках песчаники косослоистые, особенно в верхней части слоя. В средней части слоя на высоте 1,0 м песчаники очень крепкие известковистые с двустворчатыми моллюсками (0,5 м). Над ними линзы, сложенные скоплениями галек. Обнаружена фауна: двустворчатые моллюски – *Ochotomya anmandykanensis* (Tuchk.), *O. anyuensis* Polub., *O. terechovae* Polub., *Unionites lettica* (Quenst.), *Neoschizodus ex gr. rotundus* (Alb.), *Tancredia tuchkovi* Kipar., *Waagenoperna* (?) sp. (редко); брахиоподы – *Planirhynchia atrita* (Dagys) (обр. 49, 1 м от основания слоя); офиуры.

Слой 6, мощность 3,2 м. В основании галечные конгломераты (0,1 м). Внизу слоя – песчаники алевритистые светло-серые со слабым зеленоватым оттенком, с биотурбациями. В интервале 0,9–1,3 м от основания слоя располагается пласт известковистых песчаников с намывами крупномерного растительного детрита, обломками древесины, углистыми линзами, двустворчатыми моллюсками, брахиоподами и щупальцами офиур.

Выше залегают алевролиты песчаные и глинистые темно-серые. На отдельных уровнях залегают линзы (0,2 × 3 м) и пропластки (до 5 см) алевроитов сильно песчаных светлых, в которых встречаются ракушняки. В слое рассеяна галька, изредка встречаются валуны. Слоистость в верхней половине слоя тонкая линзовидная. Слой заканчивается тонким слоем вязких бесструктурных глин, выше которых литологическое строение отложений резко изменяется. В ракушнях обнаружена фауна: двустворчатые моллюски – *Unionites muensteri* (Wissm.), *U. lettica* (Quenst.) (редко), *Tancredia tuchkovi* Kipar. (очень много), *T. marcigniana* Mart. (часто), *T. explicata* Kipar. (редко) *Waagenoperna* sp. (редко), *Palaeopharus* cf. *kiparisovae* Efim. (редко); брахиоподы – *Fissirhynchia fissicostata* (Suess) (редко) (обр. 51, 0,9–1,3 м от основания слоя). В верхах слоя найдены двустворчатые моллюски – *Tancredia tuchkovi* Kipar. (очень много), *Dacryomya?* sp.ind. (обр. 52, верхи слоя).

В осypi слоев 4–6 на бечевнике найдены двустворчатые моллюски *Arctomytiloides kelimiarensis* (Polub.), *Unionites lettica* (Quenst.), брахиоподы, членики криноидей и щупальца офиур (обр. 50).

Лаптевоморская свита. Нижняя граница проведена в основании маркирующего горизонта глин с многочисленными известково-сидеритовыми конкрециями (рис. 13).

Слой 7, мощность 10,4 м. Глины темно-серые с голубоватым и коричневатым (с поверхности) оттенком, тонкоотмученные или алевроитистые, с раковистым изломом, с многочисленными конкрециями известково-сидеритовыми коричневатого-серыми овальной формы (диаметром 10 см). Горизонты конкреций на уровнях: 0,7; 1,9; 2,9; 3,4; 5,5; 6,0; 7,5; 8,5; 9,2 м от основания слоя. В 9,4 м от основания слоя появляются тонкие (мощностью 2–3 мм) протяженные линзы желтых вязких яротизированных глин с линзовидными выделениями пирита.

Слой 8, мощность 2,1 м. Залегают на подстилающих отложениях с четкой и ровной границей. В основании пласт алевроита (1,0 м) с редкими гравийными зернами в подошве. Выше преобладают темно-серые плитчатые глины с голубоватым оттенком, прослойки песчаников алевроитовых известковистых (мощность до 5 см) имеют линзовидный характер. В глинах встречаются пиритовые лепешковидные конкреции, в песчаниках – раковины и отдельные створки двустворчатых моллюсков *Tancredia* sp. 1 (ex gr. *schiriae* Bодyl.), *Taimyrodon* (?) sp. (часто) (обр. 53, верхняя часть слоя).

Слой 9, мощность 1,4 м. В основании прослой песчаника мелкозернистого серого цвета (0,4 м), тонкоплитчатого. Глины темно-серые плитчатые, оскольчатые с редкими лепешковидными конкрециями пирита (0,5 × 5 × 7 см) и частыми линзовидными прослойками (через 0,2–0,4 м) мелкозернистого, алевроитового плитчатого песчаника не очень крепкого, серого цвета, во влажном состоянии голубоватого. Мощность прослоев песчаников от 3–5 см до 15 см в раздувах. Нижняя и верхняя границы прослоев четкие. Верхняя граница слоя подчеркнута тончайшим прослоем (1–2 мм) желтоватой глины. В глинах в 0,5 и 0,8 м от основания слоя содержатся протяженные линзы (мощностью до 10 см) мергеля.

Слой 10, мощность 3,4 м. Глины темно-серые, коричневатые с поверхности и коричневатые-черные на свежем изломе, плитчатые с раковистым изломом и редкими (0,3–0,5 до 1 м) и тонкими (1–2 см) линзовидными прослойками желтовато-серого мелкозернистого алевроитового песчаника. В интервале 0,4–0,65 м от основания слоя залегают глинисто-карбонатный пласт с текстурой «cone-in-cone» в основании (5–7 см).

Слой 11, мощность 6,0 м. Залегают на слое 10 со следами размыва. В основании пропласток (0,05 м) разнотекстурного гравелитового песчаника с редкой галькой. Выше – алевролиты песчаные (1,0 м) средне-мелкозернистые серые, крепкие с прослоем 0,3 м песка и горизонтальными ходами илоедов. Выше по разрезу песчаники переслаиваются через 10–20 см с волнистыми слоями глин мощностью до 3 см (до 2,5 м). Еще выше – алевроиты песчаные с неравномерным распределением глинистого материала с многочисленными линзовидными прослоями (1–7 см) песка.

Система	Ярус	Биостратиграфические подразделения	Обнажение	Местные стратиграфические подразделения	Генезис отложений*	Слой	Мощность, м	Литологическая колонка	№ образца						
Юрская	геттангский	Слой с <i>Meleagrinnella subolifex</i>	16	Лаптевоморская свита	Морские мелководные отложения	20	1,1		63						
		19				3,9		62							
		18				2,5		61							
		17				0,6		60							
		16				2,0		59							
		15				2,2									
		14				1,6									
		13				4,4									
		12				8,4		58							
		11				6,0		57							
		10				3,4		56							
		9				1,4		55							
		8				2,1		54							
Триасовая	рэтский	Слой с <i>Tancredia tuchkovi</i> - <i>Unionites lettica</i>	1a	Булунканская свита	Пляжевые отложения	6	3,2		52						
						5	2,3		51						
						4	3,8		49						
						3	1,4		48						
						2	2,6								
	норийский			Чайдахская свита	Континентальные отложения	1	1,0-2,0								
						40-41	9,6								
						37-39	4,0								
						36	29,97-30,24								
						Пропуск	10,0								
						34-35	2,73								
						33	3,0								
						32	5,0								
						31	1,1								
						30	6,0								
						29	11,35-11,39								
						каринский			Осипайская (?) свита	Морские мелководные отложения	28	5,6			
											27	8,0			

Рис. 13. Схема расчленения и генезис пограничных триасово-юрских отложений разреза мыс Аиркат. Условные обозначения на рис. 1. Примечание: * – по А. Ю. Попову, Б. Л. Никитенко [Попов и Никитенко, 2020] с дополнениями авторов.

Слой 12, мощность 8,4 м. В основании слоя – галечный прослой (5–7 см), содержащий многочисленную мелкую плоскую гальку, переотложенные сидеритовые конкреции, редкие крупные гальки магматических и осадочных пород, кварца. В прослое присутствуют ракушняковые гнезда, состоящие из обломков и разрозненных створок двустворчатых моллюсков.

Слой представлен песчаниками тонко- и мелкозернистыми серыми со слабым зеленоватым оттенком, пологоволнистослоистыми за счет редких тонких прослоек темно-серых глин и аргиллитов. С уровня 1,5 м от основания слоя в песчаниках многочисленны следы жизнедеятельности пескожилов, по которым часто развиты стяжения пирита и ходы червей илюедов. В слое встречается отдельная кремнистая галька, обломки древесины. К средней части слоя приурочен максимум пиритовых желваков. В слое встречена фауна: двустворчатые моллюски – *Anradulonectites intricatus* Schur. et Lut. (часто), *Harpa ex gr. laevigatus* (d'Orb.) (очень часто), *Tancredia* sp. 1 (ex gr. *schirjaevi* Bodyl.) (редко), *Taimyrodon* (?) sp. ind. (очень редко), *Malletia* (?) sp. (очень часто), *Homomya* sp. (редко) (обр. 54, основание слоя); *Neoschizodus ex gr. rotundus* (Alb.) (часто), *Homomya* sp. (редко) (обр. 55, 4,0 м от основания слоя); *Tancredia* sp. 2 (ex gr. *schirjaevi* Bodyl.) (редко), *Malletia* (?) sp. (очень часто), *Pleuromya* sp. (редко), *Neoschizodus ex gr. rotundus* (Alb.) (часто) (обр. 56–57, интервал 5,0–8,0 м от основания слоя); *Anradulonectites intricatus* Schur. et Lut. (редко), *Pleuromya* sp. (редко) (обр. 58, интервал 8,0–8,4 м от основания слоя). Разрозненные створки и обломки створок *Anradulonectites* приурочены к галечному прослою основания слоя и к песчаникам близости него. Створки *Harpa* встречаются в галечном прослое приросшими к гальке. Раковины *Homomya* рассеяны равномерно по слою в прижизненном положении, под углом к поверхностям напластования. Раковины *Malletia* (?), *Neoschizodus* захоронены параллельно плоскостям напластования на одной из створок.

Слой 13, мощность 4,4 м. В основании прослой (5 см) с гравием, желваками пирита. В слое редкая галька, единичные валуны, обломки древесины. Аргиллиты темно-серые, почти черные, оскольчатые. На уровнях 2,0 и 2,5 м от основания слоя линзы известняка (протяженностью до 5,0 м). Выше редкие, протяженные линзочки известковистого алевролита мощностью до 2 см, в котором видна косо-волнистая слоистость. В слое встречаются отдельные пиритовые желвачки, растительный детрит.

Слой 14, мощность 1,6 м. В основании слой песка (1–3 см), содержащий гравий и мелкую гальку. Незакономерное переслаивание глинистых темных слоев (2 см), глинистых алевролитов, алевролитов песчаных и мелкозернистых желтоватых песков. В слое редки вертикальные тонкие (диаметром 3 мм) трубочки пескожилов, приуроченные к песчаным прослоям. На плоскостях напластования – мелкий растительный детрит. Слоистость параллельная, неясная горизонтальная.

Слой 15, мощность 2,2 м. В основании прослой песчаника известковистого, мелкозернистого, плитчатого (0,5 м). В интервале 0,5–1,0 м от основания слоя – переслаивание алевролитов песчаных и алевролитов с неравномерным распределением темного глинистого материала. В интервале 1,0–1,8 м – алевролиты мелкозернистые плитчатые известковистые. С уровня 1,8 м – чередование темно-серых и светло-серых алевролитов песчаных. В интервале 1,8–2,2 м – алевролит известковистый со знаками ряби волнения на верхней поверхности, внизу крупная параллельная косая слоистость.

Слой 16, мощность 2,0 м. В основании слоя – мелкогалечные конгломераты (около 5 см) с плоскими валунами сидерита, обломками древесины, гравием. Алевролиты песчаные крупнозернистые, чередующиеся с тонкими линзовидными прослоями светло-серых алевролитов и прослоями глин. На высоте 1,7–2,0 м от основания слоя – протяженные линзы известняка.

Слой 17, мощность 0,6 м. В основании – разногалечные конгломераты преимущественно с галькой кремнистого состава, кварца, сидеритов. Встречаются валуны, обломки древесины. Местами – конгломераты известковистые. Переслаивание (с толщиной прослоев около 10 см) голубовато-серых мелкозернистых песков и темно-серых глинистых алевролитов. Слой плохо обнажен.

Слой 18, мощность 2,5 м. В основании прослой (3 см) гравелита с редкой крупной галькой. Выше: прослой темно-серой коричневатой глины (1 см), прослой желтого мелкозернистого песка (3 см), прослой глины (1 см), гравелит (0,15 м) с частой галькой, обломками древесины, многочисленными *Harpa*. В прослое обнаружен позвонок рептилии. Выше: прослой (0,15 м) глины темно-серой, переслаивание (0,5 м) темно-серой

глины и линзовидных прослоев серого песка. По простиранию слой содержит линзу (1,8 м × 7,0 м), сложенную песками с прослоем коричневатой песчаной глины в основании (0,1–0,15 м). Линза срезается слоем 19. В слое встречена фауна: двустворчатые моллюски – *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) *subolifex* Polub. (много), *Narпах ex gr. laevigatus* (d'Orb.) (много), *Neoschizodus ex gr. rotundus* (Alb.) (часто). К основанию линзы, в центральной ее части, приурочены гнездовидные скопления ракушки с целыми раковинами и отдельными створками *Meleagrinnella*. По всему песчано-глинистому прослою встречаются отдельные створки *Meleagrinnella*. Раковины *Neoschizodus* захоронены параллельно плоскостям напластования.

Слой 19, мощность 3,8 м. В основании прослой (0,4 м) с линзами галечника, реже гравелита, обломками древесины, единичными валунами, двустворками. Матрикс – преимущественно глины коричневатые слойчатые с линзами и гнездами песка. Песчаник мелкозернистые серые с голубоватым оттенком пологоволнисто- и линзовиднослоистые за счет частых (через 5–10 см внизу и 0,3–1,2 м сверху слоя) линзовидных прослоев (1 см) темно-серых листоватых глин с неравномерным распределением песчаного материала. Отдельные участки слабо известковистые и образуют караваеобразные (0,3 × 0,5 м), шарообразные (диаметром 20 см) стяжения. В верхней части слоя небольшие линзы, насыщенные галечным материалом. В слое встречена фауна: двустворчатые моллюски – *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) *subolifex* Polub. (много), *Narпах ex gr. laevigatus* (d'Orb.) (много), *Neoschizodus ex gr. rotundus* (Alb.) (часто); часты следы биотурбаций.

Слой 20, мощность 1,1 м. В нижней части переслаивание песчаников средне-мелкозернистых серых с более тонкими слойками темно-черных глин. Глины листоватые с тонким растительным детритом и слюдкой. Слоистость пологоволнистая. Выше – песчаники средне-мелкозернистые, серые с голубовато-зеленоватым оттенком, с линзами гальки. Верхняя граница слоя четкая неровная с галькой. В слое встречена фауна: двустворчатые моллюски – *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) *subolifex* Polub. (очень часто), *Tancredia* sp. 2 (ex gr. *schirjaevi* Bodyl.) (часто), *Pleuromya* (?) sp. ind. (обр. 62, 0,5 м от подошвы), *Taimurodon* (?) sp. (часто), позвонок рептилии (обр. 63, 1,0 м от основания слоя); редки вертикальные ходы червей-илоедов.

Результаты и обсуждение

Согласно корреляционной региональной стратиграфической схеме, утвержденной на 3-ем Межведомственном региональном совещании по мезозою и кайнозою Средней Сибири, пограничные триасово-юрские отложения в Анабарском районе расчленяются на чайдахскую и зимнюю свиты [Решения..., 1981]. В аналитической сводке по стратиграфии триаса Сибири вместо верхней части чайдахской свиты выделяется тумулская свита [Казаков и др., 2002]. Ниже приводится ревизия местных стратиграфических подразделений.

Чайдахская свита. По данным Т. М. Емельянцева, в стратотипическом разрезе этой свиты, вскрытом скважинами на Чайдахском участке, нижняя граница проводится в основании конгломератов мощностью от 0,2 до 0,4 м, состоящих из хорошо окатанных округлых и плоских галек серых крепких кварцитов, песчаников, глинистых и песчано-глинистых сланцев и белого кварца, скрепленных «грязно-серым» глинистым песчаником. В большинстве скважин Анабарского района нижняя граница чайдахской свиты с подстилающими отложениями карнийского возраста подчеркнута прослоем конгломератов непостоянной мощности и непостоянного литологического состава, местами конгломераты отсутствуют [Емельянцев, 1947a,b; 1953; 1954]. Толща, включающая слои 27 и 28 в обнажении 1а Т. М. Емельянцевым относилась к карнийскому ярусу на основании находок морской макрофауны [Емельянцев, 1947a]. После ревизии разреза мыса Аиркат, проведенного в 1978 г. А. С. Дагисом, А. А. Дагис, Н. И. Курушиным и А. М. Казаковым, объем чайдахской свиты был расширен за счет присоединения к ней нижнекарнийских песчаников с аммоноидеями и двустворчатыми моллюсками

(слои 27 и 28 настоящего описания), составляющих, по мнению авторов, единое геологическое тело с вышележащими существенно песчаными породами [Казаков и др., 1982; пачка VI по Дагис и др., 1983]. Присоединение слоев морского генезиса к чайдахской свите, выделенной как толща континентального генезиса, противоречит статье V.9. действующей редакции Стратиграфического кодекса, согласно которой первым признаком выделения свиты является генезис пород [Стратиграфический..., 2019]. По-видимому, в разрезе мыса Аиркат эту часть разреза (слои 27 и 28) следует отнести к самостоятельному местному стратону. Для решения этого вопроса необходимо привлечение дополнительных стратиграфических данных по разрезам прилегающих районов. В настоящей работе данная песчаная толща условно отнесена к осипайской свите на основании присутствия в ней морской ископаемой макрофауны, указывающей на ее морской генезис и представленной таксонами, распространенными в осипайской свите. В соответствии с характеристикой нижней границы чайдахской свиты, данной Т. М. Емельянцевым [Емельянцев, 1947a], она проводится нами в разрезе мыса Аиркат по прослою конгломератов мощностью 0,1 м (основание слоя 29 настоящего описания) (рис. 6). Так же понималась эта граница геологами Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА, ныне ВНИИОкеангеология) [Видмин-Лобзин и др., 1971].

Верхняя граница чайдахской свиты первоначально была установлена в основании прослоя конгломератов (основание слоя 4, обнажение 16) (рис. 1) мощностью до 0,55 м, состоящего из мелкой и крупной (до 10 см), хорошо окатанной плоской гальки, скрепленной серым мелкозернистым песчаником и кирпично-красными глинами, отделяющим свиту от вышележащих фаунистически охарактеризованных пород [Емельянцев, 1947a; Корнилюк и др., 1946]. В соответствии с наиболее полной аналитической сводкой по стратиграфии триаса Сибири, толща, включающая слои 40–41 обнажения 1a и слои 1–3 обнажения 16, была отнесена к тумулской свите [Казаков и др., 2002].

Согласно анализу распределения ископаемой макрофауны в стратотипе тумулской свиты на мысе Тумул, проведенным И. В. Полуботко [Полуботко, 2010], было установлено, что нижняя часть толщи, относившейся к тумулской свите, примерно отвечает зоне *Otapiria ussuriensis* (верхней части нижнего и неопределенной части среднего нория условно). Верхняя часть толщи отвечает зоне *Tosarepten efimovae* и является возрастным и литологическим аналогом выделенной ранее булунканской свиты. Таким образом, внутри тумулской свиты был установлен стратиграфический перерыв в объеме верхней части среднего нория и всего верхнего нория. При этом обнаружено частичное соответствие комплексов двустворчатых моллюсков булунканской свиты с комплексом, встреченным в песчаниках нижней части зимней свиты в разрезе мыса Аиркат.

В отличие от тумулской свиты, имеющей морской генезис, слои 40–41 (обнажение 1a) формировались в условиях прибрежной равнины приливно-отливного побережья, а слои 1–3 (обнажения 16) – в условиях лагун и мелководного залива [Попов и Никитенко, 2020]. Таким образом, присутствие тумулской свиты в узком смысле (зона *Otapiria ussuriensis*) в Анабарском районе не подтверждается ни палеонтологическими, ни литологическими данными.

В разрезе мыса Аиркат ниже прослоя конгломератов, считавшегося Т. М. Емельянцевым верхней границей чайдахской свиты, присутствует ярко выраженное угловое несогласие (рис. 8), поэтому верхнюю границу чайдахской свиты в этом разрезе следует проводить в основании слоя 1 в соответствии со статьей V.3. Стратиграфического кодекса, согласно которой границы местных подразделений должны быть приурочены к угловым несогласиям [Стратиграфический..., 2019].

Общая мощность чайдахской свиты в разрезе мыса Аиркат (слои 29–41 в обнажении 1a) по данным Н. Н. Соболева составляет 72,75–73,06 м. Возраст свиты принят условно, как норийский, по положению толщи в разрезе между карнийскими и рэтскими отложениями.

Булунканская свита (обн.16, слои 1–6) (рис. 14). В Анабарском районе установлена впервые. Нижняя граница проводится в основании пласта глин, который залегает на подстилающих песчаниках чайдахской свиты с угловым несогласием и срезает различные ее слои. Свита имеет двучленное строение, сложена осадками лагунного и пляжевого генезиса. В нижней части свита представлена глинами темно-серыми, почти черными с плитчатой отдельностью, алевроитами глинистыми или песчаными и известняками с прослоем мелкогалечных конгломератов (слои 1–3, обнажение 16). Эту толщу, с одной стороны, относили к чайдахской свите [Дагис и др., 1983; Дагис и Казаков, 1984; Емельянцева, 1953; Корнилюк и др., 1946]. С другой стороны, ее относили к зимней свите [Князев и др., 1991; Лутиков и др., 2009; Никитенко и др., 2013].

В основании верхней части свиты присутствует прослой конгломератов мощностью около 0,3 м, который состоит из мелкой и крупной хорошо окатанной плоской гальки, валунов, скрепленных кирпично-красными аргиллитами и зеленовато-серым мелкозернистым песчаником (основание слоя 4 настоящего описания). Выше этих конгломератов в разрезе впервые появляются многочисленные двустворчатые моллюски, брахиоподы, офиуры и морские лилии. В Анабарском районе этот прослой был прослежен в скважинах на значительной площади [Емельянцева, 1947a,b; 1953]. Конгломераты характеризуются плохой сортировкой обломочного материала, обусловленной формированием пород за счет близко расположенных местных источников, и хорошей окатанностью галек, свойственной пляжевым отложениям [Каплан, 1976]. В верхней части свита представлена песчаниками светлыми, сильно алевроитовыми, мелкозернистыми, с диагональной косой сигмовидной слоистостью, рассеянной галькой, намывами растительного детрита, линзами валунного конгломерата с карбонатным цементом и глинисто-песчаным заполнителем (слои 4–6, обнажение 16) (рис. 14).

В разрезах Буур-Оленекского фациального района (р. Эекит) аналогичная толща, отнесенная к булунканской свите, также имеет двучленное строение – в нижней части зафиксирована большая доля алевроито-глинистого материала, в верхней части увеличивается доля алевроито-песчаных прослоев. Нижняя часть булунканской свиты в этом разрезе датирована рэтом по двустворчатым моллюскам *Tosapecten efimovae* Polub., *Tancredia* cf. *tuchkovi* Kiparisova и др. [Понов и др., 2018].

Слои 4–6 в разрезе мыса Айркат характеризуются специфическим комплексом двустворчатых моллюсков: *Ochotomya anmandykanensis* (Tuchk.), *O. terechovae* Polub., *O. anyuensis* Polub., *Unionites sublettica* (Kipar.), *U. lettica* (Quenst.), *U. cf. muensteri* (Wissm.) (редко), *Schafhaeutlia* cf. *mellingi* (Hauer), *Tancredia dittmarii* Mart. (редко), *T. tuchkovi* Kipar., *T. marcigniana* Mart., *T. explicata* Kipar., *Palaeopharus* cf. *kiparisovae* Efim., *Neoschizodus* ex gr. *rotundus* (Alb.), *Waagenoperna* sp., *Waagenoperna* (?) sp. и брахиоподами *Planirhynchia atrita* (Dagys), *Fissirhynchia fissicostata* (Suess) (рис. 14, фиг. 1–26).

Возраст этой толщи ранее считался геттангским. В 1984 г. на бечевнике у обнажения 16 в части разреза выходов пачек 4–6 был найден отпечаток, близкий к *Pseudomytiloides sinuosus* (Polub.) (рис. 14, фиг. 15). По этой находке пачка песчаников с линзами конгломератов вместе с перекрывающими ее отложениями первоначально была отнесена к геттангу [Девятков и др., 1991; Князев и др., 1991]. После ревизии иноцерамоподобных двустворчатых моллюсков, проведенной И. В. Полуботко [Полуботко, 1992], таксономическая принадлежность этого экземпляра была пересмотрена – он был отнесен к виду *Arctomytiloides* sp. [Лутиков и др., 2009]. В настоящей работе этот таксон сближается нами с «*Pseudomytiloides*» sp. из рэта р. Индигирки [Дагис и др., 1996] и отнесен к *Arctomytiloides kelimiarensis* Polub. В отличие от *Pseudomytiloides sinuosus* он характеризуется более выпуклым передним краем [Полуботко, 1992]. Биозона *Arctomytiloides kelimiarensis* охватывает рэт – нижний геттанг. Двустворчатые моллюски *Tancredia tuchkovi*, *Unionites lettica*, *U. muensteri*, *Ochotomya anmandykanensis* и брахиоподы *Planirhynchia atrita* являются характерными видами рэта Северо-Востока России [Дагис, 1977; Дагис и др., 1996]. Виды *Tancredia marcigniana* и *Tancredia dittmarii* известны из зоны *Rhaetavicula contorta* Франции [Martin, 1863; 1865]. Представители рода *Waagenoperna* известны из позднетриасовых отложений Японии [Tokuyama, 1959]. Род *Palaeopharus* характерен для триаса и не встречается в юрских отложениях [Дагис

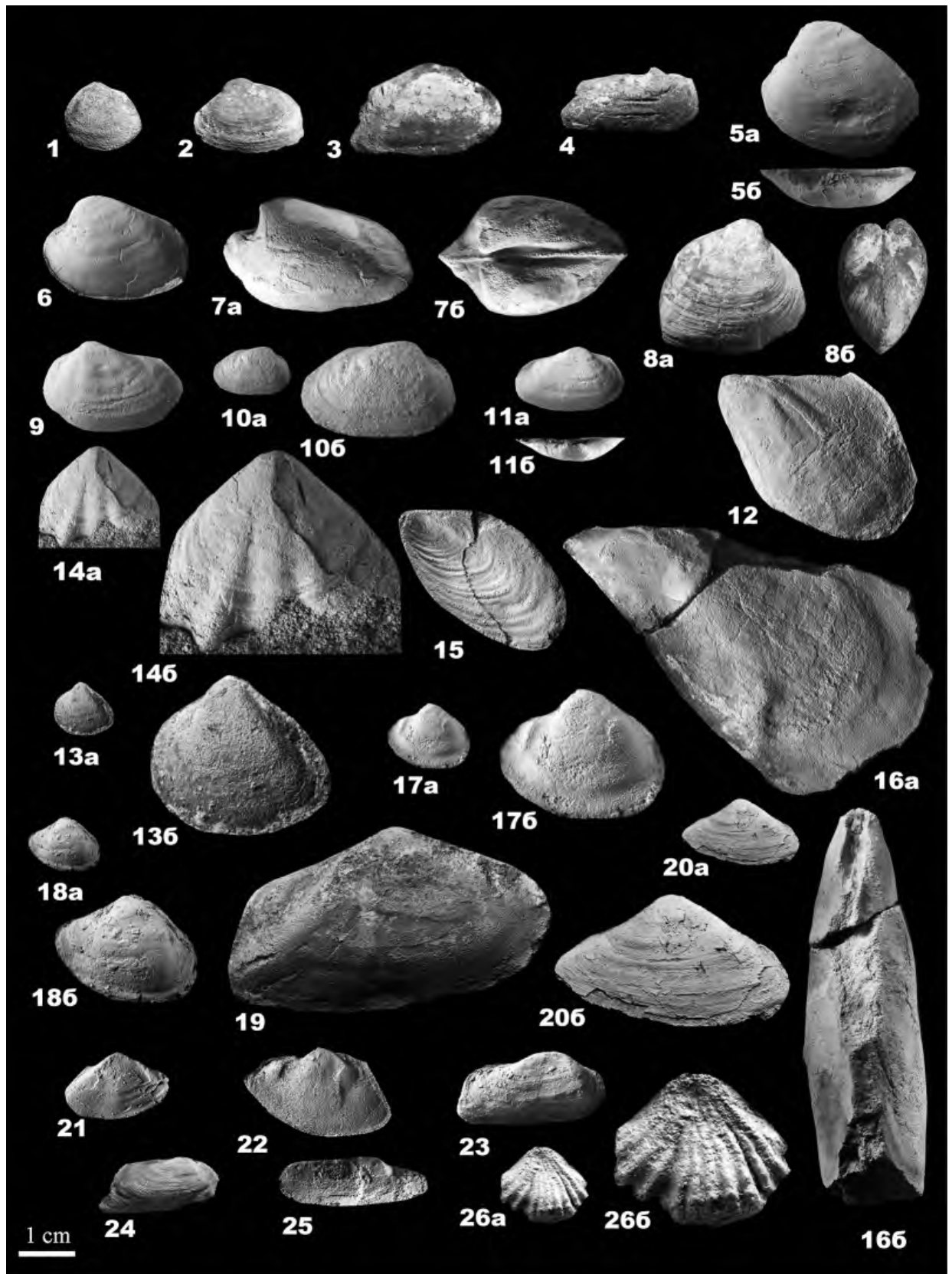


Рис. 14. Рэтские двустворчатые моллюски и брахиоподы западного берега Анабарской губы (обн. 16). Все экземпляры, кроме отмеченных особо, изображены в натуральную величину. (Продолжение на следующей странице.)

Рис. 14. (Продолжение)

Фиг. 1. *Schafhaeutlia* cf. *mellingi* (Hauer), экз. АГ/48-1, внутреннее ядро правой створки, обр. 48, слой 4, интервал 1–3 м.

Фиг. 2. *Unionites sublettica* (Kipar.), экз. АГ/48-2, внутреннее ядро левой створки, местонахождение то же.

Фиг. 3. *Tancredia* cf. *dittmarii* Mart., экз. АГ/48-3, внутреннее ядро правой створки; местонахождение то же.

Фиг. 4. *Unionites* cf. *muensteri* (Wissm.), экз. АГ/48-5, внутреннее ядро правой створки; местонахождение то же.

Фиг. 5–6. *Ochotomya terechovae* Polub., 5 – экз. АГ/48-4, а – внутреннее ядро левой створки, б – то же со стороны замочного края, местонахождение то же. 6 – экз. АГ/49-5, ядро левой створки; обр. 49, слой 5, уровень 1 м.

Фиг. 7. *Ochotomya anmandykanensis* (Tuchk.) forma *humile*, экз. 966/3, полевой номер АГ/49-1, внутреннее ядро, а – вид со стороны ядра левой створки, б – вид со стороны замочного края; обр. 49, слой 5, уровень 1 м.

Фиг. 8. *Ochotomya anmandykanensis* (Tuchk.) s. *stricto*, экз. АГ/49-8, ядро с остатками раковинного слоя и с обломанным задним краем, а – вид со стороны правой створки, б – вид со стороны переднего края; местонахождение то же.

Фиг. 9–11. *Unionites lettica* (Quenst.), 9 – экз. 966/2, полевой номер экз. АГ/49-2, ядро левой створки; местонахождение то же. 10 – экз. АГ/49-7, а – ядро правой створки; б – то же, $\times 2$; местонахождение то же. 11 – экз. АГ/49-4, а – ядро правой створки, б – то же, вид со стороны замочного края; местонахождение то же.

Фиг. 12. *Waagenoperna* (?) sp., экз. 966/9, полевой номер АГ/49-3, ядро левой створки; местонахождение то же.

Фиг. 13. *Neoschizodus* ex gr. *rotundus* (Alb.), экз. АГ/49-6, а – внутреннее ядро левой створки; местонахождение то же.

Фиг. 14. *Planirhynchia atrita* (Dagys), экз. АГ/49-9, а – брюшная створка, б – то же, $\times 2$; местонахождение то же.

Фиг. 15. *Arctomytiloides kelimiarensis* (Polub.), экз. 966/1, полевой АГ/50-1, отпечаток правой створки, обр. 50, осыпь слоев 4–6 (?).

Фиг. 16. *Waagenoperna* sp., экз. 966/10, полевой АГ/51-6, а – вид ядра со стороны левой створки, б – то же сбоку, обр. 51, слой 6, уровень 0,9–1,3 м.

Фиг. 17–18. *Tancredia tuchkovi* Kipar., 17 – экз. 966/2, полевой АГ/51-1, а – внутреннее ядро левой створки, б – то же, $\times 2$; местонахождение то же; 18 – экз. 966/5, полевой АГ/51-3, а – внутреннее ядро левой створки, б – то же, $\times 2$; местонахождение то же.

Фиг. 19. *Tancredia dittmarii* Mart., экз. АГ/51-11, ядро правой створки, местонахождение то же.

Фиг. 20–21. *Tancredia marcigniana* Mart., 20 – экз. АГ/51-8, а – вид со стороны левой створки; б – то же, $\times 2$; местонахождение то же; 21 – экз. 966/4, полевой АГ/51-2, правая створка; местонахождение то же.

Фиг. 22. *Tancredia explicata* Kipar., экз. 966/7, полевой АГ/51-4, внутреннее ядро левой створки, местонахождение то же.

Фиг. 23–24. *Unionites muensteri* (Wissm.), 23 – экз. 966/8, полевой АГ/51-5, ядро правой створки с остатками раковинного слоя, вид снаружи; местонахождение то же. 24 – экз. АГ/51-9, ядро правой створки, местонахождение то же.

Фиг. 25. *Palaeopharus* cf. *kiparisoae* Efim., экз. АГ/51-10, ядро правой створки; местонахождение то же.

Фиг. 26. *Fissirhynchia fissicostata* (Suess), экз. АГ/51-12, а – спинная створка, б – то же, $\times 2$; местонахождение то же.

и др., 1996]. Вид брахиопод *Fissirhynchia fissicostata* впервые встречен в позднем триасе Восточной Сибири. Он является характерным элементом комплексов беспозвоночных рэтского яруса Северных Альп [Siblik, 1998], Карпат [Turculeț, 2004] и Северного Кавказа [Дагис, 1963]. Большинство видов двустворчатых моллюсков и брахиопод из пачек 4–6 характерны для зоны *Tosapecten efimovae* рэта Северо-Востока России, что дает больше оснований относить эту часть разреза к рэту, а не к геттангу. В качестве биостратиграфического подразделения для идентификации рэтских отложений

Анабарского района ранее предлагалось выделить в этом разрезе слои с *Tancredia tuchkovi* – *Unionites lettica* [Лутиков и др., 2009]. В палеогеографическом плане породы свиты сформировались в самостоятельный этап развития палеобассейна – по мере развития морской трансгрессии в булунканское время линия берега Анабарской губы по сравнению с чайдахским временем сместилась в южном направлении, континентальные отложения заместились лагунными илами и затем – прибрежными песками и галечниками. В раннебулунканское время Анабарская губа представляла собой побережье с заливами, лиманами и лагунами [Лутиков и др., 2009]. В позднебулунканское время отложения накапливались в более удаленных от берега гидродинамически активных обстановках предфронтальной зоны пляжа (вблизи действия волн) [Попов и Никитенко, 2020].

Общая мощность булунканской свиты в разрезе мыса Аиркат (слои 1–6 в обнажении 16) составляет 14,3–15,3 м.

Лаптевоморская свита – J11 (нижний геттанг – низы верхнего плинсбаха, аммонитовая зона *Amaltheus stokesi*). Выделяется впервые. Свита залегает на алевроито-песчаной толще поздне триасового возраста. Свита сложена мелководно морскими терригенными отложениями. На севере Анабарского фациального района (разрез западного берега Анабарского залива побережья моря Лаптевых) свита представлена в наиболее полном стратиграфическом объеме и сложена алевроитами в различной мере глинистыми и песчаными, с пластами плотных песков и слоями глин, с рассеянной галькой и гравием по всей толще. Ранее эти отложения отождествлялись с зимней свитой.

Стратотип. Разрез западного берега Анабарской губы, обн. 16 здесь, слои 7–20, а также не описываемая в настоящей работе часть свиты, отвечающая пачкам 4–7 [Князев и др., 1991].

Распространение и мощность. Свита распространена от Восточного Таймыра до восточного побережья Анабарской губы. Мощность лаптевоморской свиты на Ильино-Кожевниковской площади составляет 72–107 м, на Чайдахской и Чайдах-Гуримисской 157–171 м (максимум в скв. 229 – 171 м), на Южно-Тиганской 118–165 м, в скв. Восточная-1 – 110 м, в разрезе Анабарской губы – 187 м, на м. Цветкова – 101,5 м.

Границы. Нижняя граница свиты проводится в основании темно-серых глин с голубоватым (на свежем изломе) и коричневатым (на выветрелой поверхности) оттенком, на ощупь жирных, оскольчатых, с многочисленными горизонтами известково-сидеритовых конкреций (рис. 13, слой 7). Эта толща ранее отмечалась геологами как «опорный горизонт коричневых глин» [Емельянцева, 1947a,b]. Маркирующая толща глин прослежена в основании юрского разреза мыса Цветкова. В этом разрезе она датировалась геттангом [Соболев и др., 2009].

Верхняя граница свиты достаточно условная. Лаптевоморская свита отделена от вышележащей аиркатской свиты переходными слоями, отделяющими более грубые образования от более глинистых. В них встречены аммониты *Amaltheus cf. stokesi* (Sow.) [Князев и др., 1991].

Палеонтологическая характеристика. В свите отсутствуют достоверные находки аммонитов в геттанг-синемюрской и нижнеплинсбахской части. Слои 7–17 характеризуются специфическим комплексом двустворчатых моллюсков: *Tancredia* sp. 1 (ex gr. *schiriae* Bodyl.), *Taimyrodon* (?) sp., *Malletia* (?) sp. (Обн. 16, слой 8, обр. 53); *Anradulonectites intricatus* Schur. et Lut., *Harpax* ex gr. *laevigatus* (Orb.), *Tancredia* sp. 2 (ex gr. *schiriae* Bodyl.), *Neoschizodus* ex gr. *rotundus* (Alb.), *Malletia* (?) sp., *Panopea* sp., *Homomya* sp. (Обн. 16, обр. 54–59) (рис. 15, фиг. 1–12).

В слое 12 впервые в разрезе появляется вид *Anradulonectites intricatus* Schur. et Lut., выделенный Б. Н. Шурыгиным и О. А. Лутиковым [Шурыгин и Лутиков, 1991]. Голотип (левая створка) и паратип (правая створка) переизображены в настоящей работе (рис. 15, фиг. 4–5). Правая створка анабарских экземпляров очень близка с правыми створками экземпляров (рис. 15, фиг. 6–7), обнаруженных Гернотом Арпом в глиняном карьере Геттингена (Германия) вместе с аммонитами подзоны

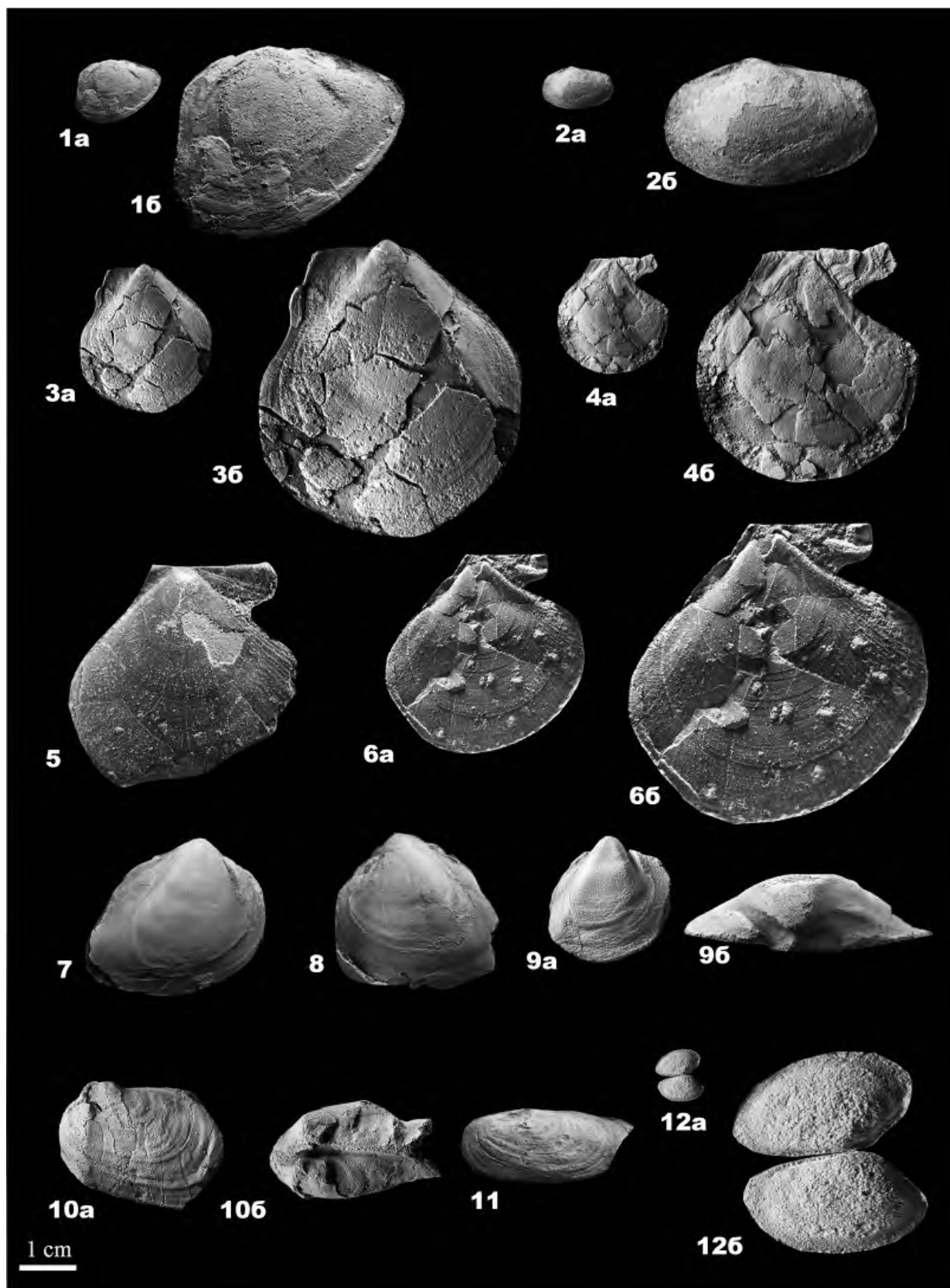


Рис. 15. Нижнегеттангские двустворчатые моллюски. Все экземпляры кроме фиг. 5–6 происходят из лаптевоморской свиты западного берега Анабарской губы, обн. 16. (Продолжение на следующей странице.)

Рис. 15. (Продолжение)

Фиг. 1. *Tancredia* sp. 1 (ex gr. *schiriaevi* Bodyl.), экз. АГ/53-1, а – внутреннее ядро правой створки; б – то же, $\times 3$; обр. 53, слой 8, интервал 5,2–10,4 м.

Фиг. 2. *Taimyrodon* (?) sp., экз. АГ/53-3, а – внутреннее ядро правой створки; б – то же, $\times 3$; местонахождение то же.

Фиг. 3–6. *Anradulonectites intricatus* Schur. et Lut., 3 – экз. 966/11, полевой АГ/54-1, голотип, а – вид левой створки снаружи; б – то же, $\times 2$; обр. 54, слой 12, основание; 4 – экз. 966/12, полевой АГ/54-2, а – вид правой створки снаружи; б – то же, $\times 2$; местонахождение то же; 5 – экз. GZG.INV.922 правая створка; карьер Левин, Геттинген, Германия; зона *Psiloceras planorbis*; 6 – экз. GZG.INV.921 правая створка; то же, $\times 1,5$; местонахождение то же.

Фиг. 7–9. *Neoschizodus* ex gr. *rotundus* (Alb.) 7 – экз. АГ/55-3, ядро правой створки, обр. 55, слой 12, уровень 4 м. 8 – экз. АГ/55-4, ядро левой створки, местонахождение то же. 9 – экз. 966/13, полевой АГ/57-1: а – вид снаружи ядра левой створки; б – вид ядра левой створки со стороны макушки, $\times 2$, обр. 57, слой 12, интервал 5,0–8,0 м.

Фиг. 10. *Номотуа* sp., экз. 966/14, полевой АГ/55-1, а – вид ядра со стороны левой створки, б – вид сверху; обр. 55, слой 12, уровень 4,0 м;

Фиг. 11. *Рапоре* sp., экз. АГ/56-1, вид ядра левой створки; обр. 56, слой 12, уровень 5,0 м.

Фиг. 12. *Malletia* (?) sp., экз. АГ/56-2, а – вид ядра левой (внизу) и правой (вверху) створок; б – то же, $\times 4$; местонахождение то же.

Caloceras johnstoni нижнего геттанга и относившихся к *Chlamys* sp. [Arp et al., 2004]. Экземпляры, встреченные в разрезе мыса Аиркат, также близки к экземплярам, определявшимся как *Agerchlamys textoria* (Schl.) из нижней зоны геттанга Австрийских Альп [Hillebrandt et al., 2013; McRoberts et al., 2012]. В отличие от рода *Agerchlamys*, выделенного С. Дамборенеей на материале из плинсбаха Новой Зеландии, Аргентины и Северо-Востока России [Damborenea, 1993], представители рода *Anradulonectites* характеризуется отсутствием концентрических ребер, уплощенной правой створкой и неравномерным распределением радиальных ребер по поверхности. В отличие от вида *Pectinites textorius* из плинсбаха Германии, характеризующегося равновыпуклыми створками [Baron von Schlotheim, 1820], вид *Anradulonectites intricatus* имеет более выпуклую левую и уплощенную правую створки. Вероятно, австрийские экземпляры также относятся к виду *Anradulonectites intricatus* Schur. et Lut. На основании этих представлений, эта часть анабарского разреза относится к нижнему геттангу. В палеогеографическом плане в раннегеттангское время линия берега Анабарской губы по сравнению с рэтским временем сместилась в южном направлении, обстановки предфронтальной зоны пляжа сменились обстановками дальней зоны побережья. По мере развития морской трансгрессии прибрежные пески и галечники сменились глинами, которые накапливались в гидродинамически спокойных обстановках ниже базиса действия штормовых волн [Попов и Никитенко, 2020]. Выше залегают слои, содержащие *Meleagrinea* (*Praemeleagrinea*) *subolifex* Polub., характерный вид верхнего геттанга Северо-Востока России и слои, содержащие *Otariria*, предположительно позднесинемюрского возраста [Лутиков, 2009]. Из верхней части свиты известны находки *Velata viligaensis* Tuchk., биозона которого может охватывать возрастной интервал от позднего синемюра до позднего плинсбаха [Девятков и др., 1991]. В терминальном слое свиты встречен позднелинсбахский *Amaltheus* cf. *stokesi* (Sow.) [Сакс и др., 1976].

Мощность лаптевоморской свиты на западном берегу Анабарской губы около 185 м.

Выводы

В Анабарском районе в разрезе мыса Аиркат к чайдахской свите относится интервал разреза, залегающий между раннекарнийскими песчаными отложениями осипайской (?) свиты и булунканской свитой рэтского возраста. Нижнюю границу чайдахской свиты предлагается проводить в основании песчано-конгломератового слоя

в соответствии с первоначальным описанием Т. М. Емельянцева [Емельянцева, 1947b]. В Анабарском районе чайдахская свита сложена преимущественно континентальными осадками. Возраст свиты определен на основании споро-пыльцевых комплексов и с учетом положения в разрезе как норийский.

К булунканской свите отнесена толща, сложенная осадками лагунного генезиса в нижней части и пляжевыми отложениями в верхней части. Нижнюю границу свиты предлагается проводить в основании слоя темно-серых глин без фауны. В разрезе мыса Аиркат нижняя граница свиты подчеркивается угловым несогласием. Возраст свиты определен по двустворчатым моллюскам и брахиоподам как рэтский.

К лаптевоморской свите отнесена толща, сложенная мелководно-морскими терригенными осадками. Нижнюю границу свиты предлагается проводить в основании маркирующего слоя темно-серых глин с голубоватым оттенком с многочисленными горизонтами известково-сидеритовых конкреций.

Граница между триасом и юрой в разрезе мыса Аиркат проводится по исчезновению рэтского комплекса двустворчатых моллюсков и появлению характерного геттангского комплекса с *Anradulonectites intricatus* и *Tancredia* sp. 1 (ex gr. *schiriaevi* Bodyl.). Условно она может совмещаться с основанием лаптевоморской свиты.

Благодарности. Выражаем большую признательность Ю. Б. Гладенкову (ГИН РАН) за ценные консультации по методике расчленения осадочных толщ, Герноту Апу (Геттингенский университет, Германия) за предоставленные фотографии двустворчатых моллюсков из геттангских отложений Германии, В. П. Девятову (Новосибирское отделение ВНИГНИ) за совместные полевые работы и описание разреза в обнажении 1б на мысе Аиркат, А. Н. Алейникову (СНИИГГиМС) за помощь в фотографировании образцов. Особую благодарность выражаем безвременно ушедшему Н. Н. Соболеву (ВСЕГЕИ) за описание триасового разреза в обнажении 1а на мысе Аиркат. Авторы выражают благодарность рецензентам и редакторам Russian Journal of Earth Sciences за их конструктивные советы и предложения, которые были полезными при улучшении статьи. Исследования выполнялись в рамках научной темы государственного задания ГИН РАН FMMG-2021-0003: «Создание календаря разномасштабных био- и геособытий фанерозоя России: новые подходы к региональным и субглобальным корреляциям» и при научно-методической поддержке Государственной программы ФНИ ИНГГ СО РАН в рамках научной темы FWZZ-2022-0004.

Список литературы

- Байбародских Н. И., Бро Е. Г., Гудкова С. А. и др. Расчленение юрских и меловых отложений в разрезах скважин, пробуренных в Усть-Енисейской синеклизе в 1962–1967 гг. // Уч. записки НИИГА, региональная геология. — 1968. — Т. 12. — С. 5–24.
- Бобров В. Н., Бардеева М. А., Клейкова Н. И. и др. Легенда Оленекской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Объяснительная записка. — Москва : ФГУ НПП «Аэрогеология», 2000.
- Бобров В. Н., Камалетдинов В. А., Ян Г. Х. и др. Легенда Уджинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Объяснительная записка. — Москва : ФГУ НПП «Аэрогеология», 2002.
- Бодылевский В. И. К стратиграфии мезозойских отложений Анабарско-Хатангского района // Проблемы Арктики. — 1939. — № 1.
- Бодылевский В. И. Спорные вопросы стратиграфии юрских и меловых отложений Советской Арктики // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. — Ленинград : Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1957. — С. 93–98.
- Булатова З. И. Фораминиферы норийского яруса севера Средней Сибири // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии нефтегазоносных бассейнов Сибири. — Новосибирск : СНИИГГиМСа, 1983. — С. 79–85.
- Видмин-Лобзин Г. К. и Лазуркин Д. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Оленекская. Лист S-49-XXIII, XXIV. Объяснительная записка. — Москва : ВСЕГЕИ, 1977.

- Видмин-Лобзин Г. К., Непомилуев В. Ф., Панов А. И. *и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые побережий бухты Нордвик и Анабарского залива и левобережья Анабарской губы (отчет трех отрядов Анабарской партии о результатах геологической съемки масштаба 1:200 000, поисково-опробовательных работ и картировочного бурения, проведенных в 1970 г. — Ленинград : НИИГА, 1971.
- Воронец Н. С. Стратиграфия и головоногие моллюски юрских и нижнемеловых отложений Лено-Анабарского района. — Ленинград : Госгеолтехиздат, 1962.
- Воронец Н. С. *и* Лаптинская Е. С. Новые данные о нижней юре Анабарского района // Доклады АН СССР. — 1955. — Т. 100, № 5. — С. 955—956.
- Галабала Р. О., Данилов В. Г., Полуботко И. В. *и др.* Пограничные триасово-юрские отложения восточной части Лено-Анабарского прогиба // Известия АН СССР Серия Геология. — 1989. — № 6. — С. 128—132.
- Граханов С. А., Маланин Ю. А., Павлов В. И. *и др.* Рэтские россыпи алмазов Сибири // Геология и геофизика. — 2010. — Т. 51, № 1. — С. 160—170.
- Дагис А. А., Дагис А. С., Казаков А. М. *и др.* Стратиграфия триасовых отложений побережья Анабарского залива // Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. — Новосибирск : Наука, 1983. — С. 21—28.
- Дагис А. С. Верхнетриасовые брахиоподы юга СССР. — Москва : АН СССР, 1963.
- Дагис А. С. Стратиграфическое распределение бореальных триасовых брахиопод // Стратиграфия и фауна бореального триаса. — Москва : Наука, 1977. — С. 43—50.
- Дагис А. С. *и* Дагис А. А. В защиту рэтского яруса // Геология и геофизика. — 1990. — № 5. — С. 35—44.
- Дагис А. С., Дагис А. А., Ермакова С. П. *и др.* Триасовая фауна Северо-Востока Азии. — Новосибирск : Наука, 1996.
- Дагис А. С. *и* Казаков А. М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. — Новосибирск : Наука, 1984.
- Девятов В. П., Князев В. Г., Лутиков О. А. *и др.* Нижний лейас Сибирской платформы // Региональная геология и полезные ископаемые. — Якутск : Якутский университет, 1991.
- Емельянцева Т. М. Комплексная разведка на нефть Тигяно-Чайдахской структуры. (Предварительные данные о геол. исследованиях в Тигяно-Чайдахском р-не Нордвической нефтяной эксп. 1940 г.) — Ленинград : Главсевморпуть, Горно-геологическое управление, 1945.
- Емельянцева Т. М. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Хатангско-Анабарского междуречья. Отчет о геологических исследованиях в северной части Нордвик-Хатангского района за 1941 и 1942 г. — Ленинград : Главсевморпуть, Горно-Геологическое управление Нордвическая Нефтеразведочная экспедиция, 1947а.
- Емельянцева Т. М. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Хатангско-Анабарского междуречья. Отчет о результатах крейсерского бурения на Чайдахском участке Тигяно-Анабарской антиклинали Нордвик-Хатангского района в 1941—1944 гг. — Ленинград : Главсевморпуть, Горно-Геологическое управление Нордвическая Нефтеразведочная экспедиция, 1947б.
- Емельянцева Т. М. Геологическое строение и перспективы нефтеносности северной части Анабаро-Хатангского междуречья Нордвического района // Труды Института геологии Арктики. — 1953. — Т. 37. — С. 3—67.
- Емельянцева Т. М. Геологическое строение и перспективы нефтеносности восточного побережья Анабарской губы и западного окончания хребта Прончищева // Труды Института геологии Арктики. — 1954. — Т. 78. — С. 76—100.
- Емельянцева Т. М., Кравцова А. И. *и* Пук П. С. Геология и перспективы нефтегазоносности низовьев реки Лены. — Ленинград : Гостоптехиздат, 1960.
- Казаков А. М., Дагис А. С. *и* Карогодин Ю. И. Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири // Био и литостратиграфия триаса Сибири. — Москва : Наука, 1982.
- Казаков А. М. *и* Курушин Н. И. Стратиграфия норийских и рэтских отложений севера Средней Сибири // Геология и геофизика. — 1992. — № 6. — С. 3—10.
- Казаков А. М., Константинов А. Г., Курушин Н. И. *и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. — Новосибирск : СО РАН, 2002.
- Калинко М. К. Геология и нефтеносность полуострова Нордвик (Юрюнг-Тумус). — Ленинград : Гостоптехиздат, 1953.
- Калинко М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. — Ленинград : Гостоптехиздат, 1959.
- Каплан М. Е. Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. — Ленинград : Недра, 1976.

- Кара-Мурза Э. Н. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения мезозойских отложений Хатангской впадины. — Ленинград : Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1960.
- Карцева Г. Н., Ронкина З. З. и Шаровская Н. В. Сопоставление юрских и нижнемеловых отложений западной и восточной частей Енисей-Хатангского прогиба // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. — Ленинград : Труды НИИГА, 1974.
- Князев В. Г., Девятков В. П. и Шурыгин Б. Н. Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. — Якутск : ЯНЦ СО АН СССР, 1991.
- Корнилюк Ю. П., Кочетков Т. П. и Емельянцева Т. М. Нордвик-Хатангский нефтеносный район // Недр Арктики. — 1946. — № 1. — С. 15—73.
- Лутиков О. А. Биостратиграфия рэт-синемюрских отложений Нордвикского района (север Средней Сибири) по двустворчатым моллюскам // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Третье всероссийское совещание. — Саратов : Наука, 2009. — С. 117—121.
- Лутиков О. А., Соболев Е. С. и Соболев Н. Н. Стратиграфия пограничных верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Нордвикского района (север Средней Сибири) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Третье всероссийское совещание. — Саратов : Наука, 2009. — С. 126—128.
- Никитенко Б. Л., Шурыгин Б. Н., Князев В. Г. и др. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. — 2013. — Т. 54, № 8. — С. 1047—1082.
- Первунинская Н. А. Палинологическая характеристика отложений чайдахской свиты и нижнего (?) лейаса Анабаро-Хатангского междуречья // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Вып. 7. — Ленинград : Изд-во ин-та геол. Арктики, 1958. — С. 29—42.
- Полуботко И. В. Иноцеромовые двустворки нижней и средней юры Северо-Востока Сибири // Атлас руководящих групп фауны мезозоя Юга и Востока СССР. — Санкт-Петербург : Недр, 1992. — С. 56—79.
- Полуботко И. В. К вопросу о норийских и рэтских отложениях на севере Сибирской платформы // Новости палеонтологии и стратиграфии. — 2010. — Т. 14. — С. 51—60.
- Попов А. Ю. и Никитенко Б. Л. Геттанг-раннеплинских этап развития Анабаро-Ленского осадочного бассейна, Нордвикский фациальный район // Литология и полезные ископаемые. — 2020. — № 1. — С. 75—96. — DOI: [10.31857/s0024497x20010073](https://doi.org/10.31857/s0024497x20010073).
- Попов А. Ю., Соболев Е. С., Ядренкин А. В. и др. Новые данные по терминальному триасу севера Средней Сибири (бассейн р. Экеит) // Интерэкспо Гео-Сибирь. — 2018. — Т. 1. — С. 64—69. — DOI: [10.18303/2618-981X-2018-1-64-69](https://doi.org/10.18303/2618-981X-2018-1-64-69).
- Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В., Межубовский В. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-49. Хатангский залив. Объяснительная записка. — Санкт-Петербург : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013.
- Репин Ю. С. и Полуботко И. В. Биохронология и литология пограничных триасово-юрских отложений Северо-Восточной Азии // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2013. — Т. 8, № 4. — DOI: [10.17353/2070-5379/44_2013](https://doi.org/10.17353/2070-5379/44_2013).
- Репин Ю. С., Полуботко И. В. и Вавилов М. Н. Триас Северо-Восточной Азии (событийный аспект) // Стратиграфия фанерозоя нефтегазоносных регионов России: сборник научных трудов. — Санкт-Петербург : Госкомгеология РФ, 1993. — С. 60—77.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. Санкт-Петербург, 2002 / под ред. Т. Н. Корень и Г. В. Котляра. — Санкт-Петербург : ВСЕГЕИ, 2009.
- Решения и труды 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1978. — Новосибирск : МСК РФ, 1981.
- Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З. и др. Мезозойские отложения Хатангской впадины. — Ленинград : НИИГА, 1959.
- Сакс В. Н., Меледина С. В., Месежников М. С. и др. Стратиграфия юрской системы севера СССР. — Москва : Наука, 1976.
- Сакс В. Н., Меледина С. В. и Шурыгин Б. Н. О разбивке на свиты юрской системы в восточной части Енисей-Хатангского прогиба // Геология и геофизика. — 1978. — № 9. — С. 2—18.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И. и др. Стратиграфия юрской и меловой систем севера СССР. — Ленинград : АН СССР, 1963.

- Сапьяник В. В., Бочкарев В. С., Рыльков С. А. и др. Новые данные о триас-юрских отложениях, вскрытых параметрической Гыданской скв. 130 на севере Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. — 2018. — № 3. — С. 35–42.
- Соболев Е. С., Лутиков О. А., Басов В. А. и др. Стратиграфия пограничных отложений верхнего триаса и нижней юры Восточного Таймыра (север средней Сибири) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Третье всероссийское совещание. — Саратов : Наука, 2009.
- Сороков Д. С. Стратиграфия морских мезозойских отложений северной части Ленского и Лена-Хатангского прогибов // Труды Межвед. совещ. по разработке унифициров. стратигр. Схем Сибири. — Ленинград : Гостоптехиздат, 1957. — С. 82–85.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное / под ред. А. И. Жамойды. — Санкт-Петербург : ВСЕГЕИ, 2019.
- Стратиграфия СССР. Триасовая система / под ред. Л. Д. Кипарисовой, Г. П. Радченко и В. П. Горского. — Москва : Недра, 1973.
- Тучков И. И. О рэтических отложениях Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 3. — Магадан : Советская Колыма, 1948. — С. 137–143.
- Тучков И. И. Фауна морского рэта северо-востока Азии // Ежегодник Всесоюзного палеонтологического общества. Том XV. — Москва : Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1956. — С. 177–222.
- Тучков И. И. Новая стратиграфическая схема верхнего триаса и юры Северо-Востока СССР // Известия Академии Наук СССР. Серия геологическая. — 1957. — № 5. — С. 56–63.
- Шурыгин Б. Н. Свитная разбивка нижне- и среднеюрских отложений в Анабаро-Хатангском районе // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. — Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1978. — С. 19–46.
- Шурыгин Б. Н. и Лутиков О. А. Нижнеюрские пектиниды севера азиатской части СССР // Труды института геологии и геофизики. Выпуск 769. Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. — Новосибирск : Наука, 1991. — С. 47–78.
- Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л., Девятов В. П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. — Новосибирск : СО РАН, 2000.
- Arp G., Hoffmann V. E., Seppelt S., et al. Exkursion 6: Trias und Jura von Göttingen und Umgebung // Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft. — 2004. — DOI: [10.23689/fidgeo-1790](https://doi.org/10.23689/fidgeo-1790).
- Baron von Schlotheim E. F. Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte durch die Beschreibung seiner Sammlung versteinerter und fossiler Überreste des Thier- und Pflanzenreichs der Vorwelt erläutert. — Gotha, 1820.
- Damborenea S. E. Early Jurassic South American pectinaceans and circum-Pacific palaeobiogeography // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. — 1993. — Vol. 100, no. 1/2. — P. 109–123. — DOI: [10.1016/0031-0182\(93\)90036-i](https://doi.org/10.1016/0031-0182(93)90036-i).
- Hillebrandt A. V., Krystyn L., Kürschner W. M., et al. The Global Stratotype Sections and Point (GSSP) for the base of the Jurassic System at Kuhjoch (Karwendel Mountains, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria) // Episodes. — 2013. — Vol. 36, no. 3. — P. 162–198. — DOI: [10.18814/epiiugs/2013/v36i3/001](https://doi.org/10.18814/epiiugs/2013/v36i3/001).
- Martin J. Paleontologie stratigraphique de l'Infra-Lias du department de la Cote-d'Or // Memoires de la Societe geologique de France. — 1863. — Vol. 7, no. 1. — P. 1–101.
- Martin J. Zone a Avicula contorta ou, Étage Rhaetien état de la question. — F. Savy, 1865. — DOI: [10.5962/bhl.title.30640](https://doi.org/10.5962/bhl.title.30640).
- McRoberts C. A., Krystyn L. and Hautmann M. Macrofaunal response to the end-Triassic mass extinction in the West-Tethyan Kössen Basin, Austria // Palaios. — 2012. — Vol. 27, no. 9. — P. 607–616. — DOI: [10.2110/palo.2012.p12-043r](https://doi.org/10.2110/palo.2012.p12-043r).
- Siblik M. A contribution to the brachiopod fauna of the «Oberrhätalk» (Northern Calcareous Alps, Tyrol-Salzburg) // Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt. — 1998. — Vol. 141, no. 1. — P. 73–95.
- Tokuyama A. «Bakevellia» and «Edentula» from the Late Triassic Mine series, west Japan // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N.S. No 35. — 1959. — P. 147–155. — DOI: [10.14825/PRPSJ1951.1959.35_147](https://doi.org/10.14825/PRPSJ1951.1959.35_147).
- Turculeț I. Paleontologia triasicului transilvanian din Rarău. — Arvin Press, 2004.

TRIASSIC-JURASSIC BOUNDARY IN THE ANABAR BAY SECTION (NORTHERN YAKUTIA)

O. A. Lutikov^{*1,2} , E. S. Sobolev³ , M. A. Rogov^{1,2} , N. V. Ilyina⁴, and G. N. Aleksandrova¹ 

¹Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

²Aprelevka Branch of the All-Russian Research Geological Oil Institute, Aprelevka, Russia

³Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

⁴Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

****Correspondence to:** Oleg Lutikov, niipss@mail.ru

The section of Cape Airkat on the western shore of the Anabar Bay has been a reference section for the study of the Triassic and Jurassic in the Anabar region, but its subdivision is still a subject of controversy. A detailed lithological and paleontological characteristic of the section is given. Based on the existing data on the genesis of the Triassic-Jurassic boundary deposits, the boundaries of local stratigraphic units were revised, and for the first time the Bulunkan Formation was identified in the interval of the section, which was previously considered the basal part of the “Zimnyaya Formation”. A new Laptevomorskaya Formation was identified in place of the Zimnyaya Formation, which was previously found to be widespread in western Siberia. Its lower boundary is drawn at the base of a marking horizon of clays of coastal-marine genesis. The Hettangian age of the lower part of the Laptevomorskaya Formation was determined on the basis of bivalves. The Triassic-Jurassic boundary is proposed to be conditionally combined with the base of the Laptevomorskaya Formation. Key species of Rhaetian and Lower Hettangian bivalves and brachiopods are figured.

Keywords: Rhaetian, Hettangian, stratigraphy, bivalves, Siberia.

Citation: Lutikov, O. A., E. S. Sobolev, M. A. Rogov, N. V. Ilyina, and G. N. Aleksandrova (2024), Triassic-Jurassic Boundary in the Anabar Bay Section (Northern Yakutia), *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES5014, <https://doi.org/10.2205/2024ES000936>, EDN: UTTEIL

Received: 8 May 2024

Accepted: 30 September 2024

Published: 30 December 2024

© 2024. The Authors.

References

- Arp G., Hoffmann V. E., Seppelt S., *et al.* Exkursion 6: Trias und Jura von Göttingen und Umgebung // Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaf. — 2004. — DOI: [10.23689/fidgeo-1790](https://doi.org/10.23689/fidgeo-1790). — (In German).
- Baron von Schlotheim E. F. Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte durch die Beschreibung seiner Sammlung versteinerter und fossiler Überreste des Thier- und Pflanzenreichs der Vorwelt erläutert. — Gotha, 1820. — (In German).
- Baybarodskikh N. I., Bro E. G., Gudkova S. A., *et al.* Dissection of Jurassic and Cretaceous deposits in sections of wells drilled in the Ust-Yenisei syncline in 1962–1967 // Research Institute of Geology notes, regional geology. — 1968. — Vol. 12. — P. 5–24. — (In Russian).
- Bobrov N. N., Kamaletdinov V. A., Yan G. Kh., *et al.* Legend of the Udzhinskaya series of sheets of the State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:200,000 (second edition). Explanatory note. — Moscow : FGU NPP «Aerogeologiya», 2002. — (In Russian).
- Bobrov V. N., Bardeeva M. A., Kleykova N. I., *et al.* Legend of the Olenek series of sheets of the State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:200,000 (second edition). Explanatory note. — Moscow : FGU NPP «Aerogeologiya», 2000. — (In Russian).
- Bodylevsky V. I. On the stratigraphy of Mesozoic deposits of the Anabar-Khatanga region // Problems of the Arctic. — 1939. — No. 1. — (In Russian).
- Bodylevsky V. I. Controversial Issues in the Stratigraphy of Jurassic and Cretaceous Deposits of the Soviet Arctic // Proceedings of the Interdepartmental Conference on the Development of Unified Stratigraphic Schemes of Siberia, 1956. — Leningrad : State Scientific et al., 1957. — P. 93–98. — (In Russian).

- Bulatova Z. I. Foraminifera of the Norian stage of the north of Central Siberia // New data on the stratigraphy and paleogeography of oil and gas basins of Siberia. — Novosibirsk : SNIIGGiMSa, 1983. — P. 79–85. — (In Russian).
- Dagis A. A., Dagis A. S., Kazakov A. M., *et al.* Stratigraphy of Triassic deposits of the coast of the Anabar Gulf // Geology and oil and gas potential of the Mesozoic sedimentary basins of Siberia. — Novosibirsk : Nauka, 1983. — P. 21–28. — (In Russian).
- Dagis A. S. Upper Triassic brachiopods of the southern USSR. — Moscow : USSR Academy of Sciences, 1963. — (In Russian).
- Dagis A. S. Stratigraphic distribution of Boreal Triassic brachiopods // Stratigraphy and fauna of the Boreal Triassic. — Moscow : Science, 1977. — P. 43–50. — (In Russian).
- Dagis A. S. and Dagis A. A. In Defense of the Rhaetian Stage // Geology and Geophysics. — 1990. — No. 5. — P. 35–44. — (In Russian).
- Dagis A. S., Dagis A. A., Ermakova S. P., *et al.* Triassic fauna of North-East Asia. — Novosibirsk : Nauka, 1996. — (In Russian).
- Dagis A. S. and Kazakov A. M. Stratigraphy, lithology and cyclicity of Triassic deposits in the north of Central Siberia. — Novosibirsk : Nauka, 1984. — (In Russian).
- Damborenea S. E. Early Jurassic South American pectinaceans and circum-Pacific palaeobiogeography // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. — 1993. — Vol. 100, no. 1/2. — P. 109–123. — DOI: [10.1016/0031-0182\(93\)90036-i](https://doi.org/10.1016/0031-0182(93)90036-i).
- Decisions and Works of the 3rd Interdepartmental Regional Stratigraphic Conference on the Mesozoic and Cenozoic of Central Siberia. Novosibirsk, 1978. — Novosibirsk : ISC RF, 1981. — (In Russian).
- Decisions of the 3rd Interdepartmental Regional Stratigraphic Conference on the Precambrian, Paleozoic and Mesozoic of the North-East of Russia. St. Petersburg, 2002 / ed. by T. N. Koren and G. V. Kotlyar. — St. Petersburg : VSEGEI, 2009. — (In Russian).
- Devyatov V. P., Knyazev V. G., Lutikov O. A., *et al.* Lower Lias of the Siberian Platform // Regional Geology and Mineral Resources. — Yakutsk : Yakutsk University, 1991. — (In Russian).
- Emelyantsev T. M. Comprehensive exploration for oil of the Tigvano-Chaidakh structure. (Preliminary data on geological research in the Tigvano-Chaidakh region of the Nordvik oil expedition of 1940). — Leningrad : Glavsevmorput, Mining, Geological Administration, 1945. — (In Russian).
- Emelyantsev T. M. Geological structure and useful minerals of the northern part of the Khatanga-Anabar interfluvium. Report on geological research in the northern part of the Nordvik-Khatanga region for 1941 and 1942. — Leningrad : Glavsevmorput, Mining, Geological Directorate of the Nordvik Oil Exploration Expedition, 1947a. — (In Russian).
- Emelyantsev T. M. Geological structure and useful minerals of the northern part of the Khatanga-Anabar interfluvium. Report on the results of creelius drilling in the Chaidakh section of the Tigvano-Anabar anticline of the Nordvik-Khatanga region in 1941–1944. — Leningrad : Glavsevmorput, Mining, Geological Directorate of the Nordvik Oil Exploration Expedition, 1947b. — (In Russian).
- Emelyantsev T. M. Geological structure and oil-bearing prospects of the northern part of the Anabar-Khatanga interfluvium of the Nordvik region // Transactions of the Institute of Arctic Geology. — 1953. — Vol. 37. — P. 3–67. — (In Russian).
- Emelyantsev T. M. Geological structure and oil-bearing prospects of the eastern coast of the Anabar Bay and the western end of the Pronchishchev Ridge // Transactions of the Institute of Arctic Geology. — 1954. — Vol. 78. — P. 76–100. — (In Russian).
- Emelyantsev T. M., Kravtsova A. I. and Puk P. S. Geology and oil and gas potential of the lower reaches of the Lena River. — Leningrad : Gostoptekhizdat, 1960. — (In Russian).
- Galabala P. O., Danilov V. G., Polubotko I. V., *et al.* Triassic-Jurassic boundary deposits of the eastern part of the Lena-Anabar trough // Izvestiya of the USSR Academy of Sciences, Geology Series. — 1989. — No. 6. — P. 128–132. — (In Russian).
- Grakhanov S. A., Malanin Yu. A., Pavlov V. I., *et al.* Rhaetian diamond placers in Siberia // Russian Geology and Geophysics. — 2010. — Vol. 51, no. 1. — P. 127–135. — DOI: [10.1016/j.rgg.2009.12.014](https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.12.014).
- Hillebrandt A. V., Krystyn L., Kürschner W. M., *et al.* The Global Stratotype Sections and Point (GSSP) for the base of the Jurassic System at Kuhjoch (Karwendel Mountains, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria) // Episodes. — 2013. — Vol. 36, no. 3. — P. 162–198. — DOI: [10.18814/epiugs/2013/v36i3/001](https://doi.org/10.18814/epiugs/2013/v36i3/001).
- Kalinko M. K. Geology and oil-bearing capacity of the Nordvik Peninsula (Yuryung-Tumus). — Leningrad : Gostoptekhizdat, 1953. — (In Russian).
- Kalinko M. K. History of geological development and oil and gas potential of the Khatanga Depression. — Leningrad : Gostoptekhizdat, 1959. — (In Russian).

- Kaplan M. E. Lithology of marine Mesozoic deposits of the north of Eastern Siberia. — Leningrad : Nedra, 1976. — (In Russian).
- Kara-Murza E. N. Palynological substantiation of stratigraphic subdivision of Mesozoic deposits of the Khatanga Depression. — Leningrad : State Scientific et al., 1960. — (In Russian).
- Kartseva G. N., Ronkina Z. Z. and Sharovskaya N. V. Comparison of Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the western and eastern parts of the Yenisei-Khatanga trough // Yenisei-Khatanga oil and gas region. — Leningrad : Proceedings of the Research Institute of Geology, Mineralogy, 1974. — (In Russian).
- Kazakov A. M., Dagit A. S. and Karogodin Yu. I. Lithostratigraphic units of the Triassic of the north of Central Siberia // Bio and lithostratigraphy of the Triassic of Siberia. — Moscow : Nauka, 1982. — (In Russian).
- Kazakov A. M., Konstantinov A. G., Kurushin N. I., *et al.* Stratigraphy of oil and gas basins of Siberia. Triassic system. — Novosibirsk : SB RAS, 2002. — (In Russian).
- Kazakov A. M. and Kurushin N. I. Stratigraphy of the Norian and Rhaetian deposits of the north of Central Siberia // Geology and Geophysics. — 1992. — No. 6. — P. 3–10. — (In Russian).
- Knyazev V. G., Devyatov V. P. and Shurygin B. N. Stratigraphy and paleogeography of the Early Jurassic of the eastern Siberian platform. — Yakutsk : YaSC SB RAS USSR, 1991. — (In Russian).
- Kornilyuk Yu. P., Kochetkov T. P. and Emelyantsev T. M. Nordvik-Khatanga oil-bearing region // Nedra Arktiki. — 1946. — No. 1. — P. 15–73. — (In Russian).
- Lutikov O. A. Biostratigraphy of the Rhaetian-Sinemurian Deposits of the Nordvik Region (North of Central Siberia) Based on Bivalves // The Jurassic System of Russia: Problems of Stratigraphy and Paleogeography. Third All-Russian Conference. — Saratov : Nauka, 2009. — P. 117–121. — (In Russian).
- Lutikov O. A., Sobolev E. S. and Sobolev N. N. Stratigraphy of the boundary Upper Triassic and Lower Jurassic deposits of the Nordvik region (northern Central Siberia) // The Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography. Third All-Russian conference. — Saratov : Nauka, 2009. — P. 126–128. — (In Russian).
- Martin J. Paleontologie stratigraphique de l'Infra-Lias du departement de la Cote-d'Or // Memoires de la Societe geologique de France. — 1863. — Vol. 7, no. 1. — P. 1–101. — (In French).
- Martin J. Zone a *Avicula contorta* ou, Étage Rhaetien état de la question. — F. Savy, 1865. — DOI: [10.5962/bhl.title.30640](https://doi.org/10.5962/bhl.title.30640). — (In French).
- McRoberts C. A., Krystyn L. and Hautmann M. Macrofaunal response to the end-Triassic mass extinction in the West-Tethyan Kössen Basin, Austria // *Palaios*. — 2012. — Vol. 27, no. 9. — P. 607–616. — DOI: [10.2110/palo.2012.p12-043r](https://doi.org/10.2110/palo.2012.p12-043r).
- Nikitenko B. L., Shurygin B. N., Knyazev V. G., *et al.* Jurassic and Cretaceous stratigraphy of the Anabar area (Arctic Siberia, Laptev Sea coast) and the Boreal zonal standard // *Russian Geology and Geophysics*. — 2013. — Vol. 54, no. 8. — P. 808–837. — DOI: [10.1016/j.rgg.2013.07.005](https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.005).
- Pervuninskaya N. A. Palynological characteristics of the deposits of the Chaydakh suite and the lower (?) Lias of the Anabar-Khatanga interfluvium // Collection of articles on paleontology and biostratigraphy. Issue 7. — Leningrad : Arctic Geological Institute, 1958. — P. 29–42. — (In Russian).
- Polubotko I. V. *Inoceramus* bivalves of the Lower and Middle Jurassic of North-East Siberia // Atlas of the leading groups of the Mesozoic fauna of the South and East of the USSR. — St. Petersburg : Nedra, 1992. — P. 56–79. — (In Russian).
- Polubotko I. V. On the issue of Norian and Rhaetian deposits in the north of the Siberian platform // *News of paleontology and stratigraphy*. — 2010. — Vol. 14. — P. 51–60. — (In Russian).
- Popov A. Yu. and Nikitenko B. L. The Hettangian–Early Pliensbachian Evolution Phase of the Anabar–Lena Sedimentary Basin, Nordvik Facies Region // *Lithology and Mineral Resources*. — 2020. — Vol. 55, no. 1. — P. 63–82. — DOI: [10.1134/S0024490220010071](https://doi.org/10.1134/S0024490220010071).
- Popov A. Yu., Sobolev E. S., Yadrenkin A. V., *et al.* New data on the terminal triassic of north of middle Siberia (Eekit river basin) // *Interexpo GEO-Siberia*. — 2018. — Vol. 1. — P. 64–69. — DOI: [10.18303/2618-981X-2018-1-64-69](https://doi.org/10.18303/2618-981X-2018-1-64-69). — (In Russian).
- Proskurnin V. F., Gavrish A. V., Mezhubovsky V. V., *et al.* State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third generation). Taimyr-Severozemelskaya Series. Sheet S-49. Khatanga Gulf. Explanatory Note. — St. Petersburg : VSEGEI Cartographic Factory, 2013. — (In Russian).
- Repin Yu. S. and Polubotko I. V. Biochronology and lithology of the Triassic-Jurassic deposits of North-East Asia // *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*. — 2013. — Vol. 8, no. 4. — DOI: [10.17353/2070-5379/44_2013](https://doi.org/10.17353/2070-5379/44_2013). — (In Russian).

- Repin Yu. S., Polubotko I. V. and Vavilov M. N. Triassic of North-East Asia (event aspect) // Phanerozoic stratigraphy of oil and gas regions of Russia: collection of scientific papers. — St. Petersburg : Goskomgeologiya RF, 1993. — P. 60–77. — (In Russian).
- Saks V. N., Gramberg I. S., Ronkina Z. Z., *et al.* Mesozoic deposits of the Khatanga Depression. — Leningrad : NIIGA, 1959. — (In Russian).
- Saks V. N., Meledina S. V., Mesezhnikov M. S., *et al.* Stratigraphy of the Jurassic system of the northern USSR. — Moscow : Nauka, 1976. — (In Russian).
- Saks V. N., Meledina S. V. and Shurygin B. N. On the division into suites of the Jurassic system in the eastern part of the Yenisei-Khatanga trough // Geology and Geophysics. — 1978. — No. 9. — P. 2–18. — (In Russian).
- Saks V. N., Ronkina Z. Z., Shulgina N. I., *et al.* Stratigraphy of the Jurassic and Cretaceous systems of the northern USSR. — Leningrad : USSR Academy of Sciences, 1963. — (In Russian).
- Sap'yanik V. V., Bochkarev V. S., Ryl'kov S. A., *et al.* New data on the Triassic-Jurassic deposits drilled by Gydanskaya-130 parametric well in the North of West Siberia // Geology and mineral resources of Siberia. — 2018. — No. 3. — P. 35–42. — (In Russian).
- Shurygin B. N. Formation breakdown of Lower and Middle Jurassic deposits in the Anabar-Khatanga region // New data on the stratigraphy and fauna of the Jurassic and Cretaceous of Siberia. — Novosibirsk : IGI SB RAS USSR, 1978. — P. 19–46. — (In Russian).
- Shurygin B. N. and Lutikov O. A. Lower Jurassic pectinides of the northern Asian part of the USSR // Proceedings of the Institute of Geology and Geophysics. Issue 769. Detailed stratigraphy and paleontology of the Jurassic and Cretaceous of Siberia. — Novosibirsk : Nauka, 1991. — P. 47–78. — (In Russian).
- Shurygin B. N., Nikitenko B. L., Devyatov V. P., *et al.* Stratigraphy of oil and gas basins of Siberia. Jurassic system. — Novosibirsk : SB RAS, 2000. — (In Russian).
- Siblik M. A contribution to the brachiopod fauna of the «Oberrhätkalk» (Northern Calcareous Alps, Tyrol-Salzburg) // Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt. — 1998. — Vol. 141, no. 1. — P. 73–95.
- Sobolev E. S., Lutikov O. A., Basov V. A., *et al.* Stratigraphy of the boundary deposits of the Upper Triassic and Lower Jurassic of Eastern Taimyr (north of central Siberia) // The Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography. Third All-Russian conference. — Saratov : Nauka, 2009. — (In Russian).
- Sorokov D. S. Stratigraphy of Mesozoic Marine Deposits of the Northern Part of the Lena and Lena-Khatanga Troughs // Proceedings of the Interdepartmental Conference on the Development of Unified Stratigraphic Schemes of Siberia. — Leningrad : Gostoptekhizdat, 1957. — P. 82–85. — (In Russian).
- Stratigraphic Code of Russia. Third edition, revised and supplemented / ed. by A. I. Zhamoyda. — St. Petersburg : VSEGEI, 2019. — (In Russian).
- Stratigraphy of the USSR. Triassic system / ed. by L. D. Kiparisova, G. P. Radchenko and V. P. Gorsky. — Moscow : Nedra, 1973. — (In Russian).
- Tokuyama A. «Bakevella» and «Edentula» from the Late Triassic Mine series, west Japan // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N.S. No 35. — 1959. — P. 147–155. — DOI: [10.14825/PRPSJ1951.1959.35_147](https://doi.org/10.14825/PRPSJ1951.1959.35_147).
- Tuchkov I. I. On the Rhaetic deposits of the North-East of the USSR // Materials on the geology and mineral resources of the North-East of the USSR. Issue 3. — Magadan : Soviet Kolyma, 1948. — P. 137–143. — (In Russian).
- Tuchkov I. I. Fauna of the Marine Rhaet of Northeast Asia // Yearbook of the All-Union Paleontological Society. Volume XV. — Moscow : State Scientific, Technical Publishing House of Literature on Geology, Mineral Resources Conservation, 1956. — P. 177–222. — (In Russian).
- Tuchkov I. I. New stratigraphic scheme of the Upper Triassic and Jurassic of the North-East of the USSR // News of the USSR Academy of Sciences. Geological Series. — 1957. — No. 5. — P. 56–63. — (In Russian).
- Turculeț I. Paleontologia Triasicului transilvan din Rarău. — Arvin Press, 2004. — (In Romanian).
- Vidmin-Lobzin G. K. and Lazurkin D. V. State Geological Map of the USSR, scale 1:200,000. Olenek Series. Sheet S-49-XXIII, XXIV. Explanatory Note. — Moscow : VSEGEI, 1977. — (In Russian).
- Vidmin-Lobzin G. K., Nepomiluyev V. F., Panov A. I., *et al.* Geological structure and useful minerals of the coasts of Nordvik Bay and Anabar Gulf and the left bank of Anabar Bay (report of three detachments of the Anabar Party on the results of a geological survey on a scale of 1:200,000, prospecting and testing work and mapping drilling carried out in 1970. — Leningrad : NIIGA, 1971. — (In Russian).
- Voronets N. S. Stratigraphy and cephalopods of the Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the Lena-Anabar region. — Leningrad : Gosgeoltekhizdat, 1962. — (In Russian).
- Voronets N. S. and Laptinskaya E. S. New data on the Lower Jurassic of the Anabar region // Reports of the USSR Academy of Sciences. — 1955. — Vol. 100, no. 5. — P. 955–956. — (In Russian).