



RUSSIAN
JOURNAL *of*
EARTH SCIENCES

Vol. 24
Issue 3



INVESTIGATION OF TIDAL AND SUBTIDAL VARIATIONS IN SEA LEVEL CLOSE TO THE SOUTHEASTERN COAST OF SAKHALIN ISLAND USING TWO-YEAR TIME SERIES

Dmitry Kovalev¹ , Andrey Kurkin^{*2} , Peter Kovalev¹  and Vitaly Zarochintsev¹ ¹Institute of Marine Geology and Geophysics Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia²Nizhny Novgorod State Technical University n.a. R. E. Alekseev, Nizhny Novgorod, Russia* **Correspondence to:** Andrey Kurkin, aakurkin@gmail.com.

Abstract: The results of the study of tidal and subtidal variations in sea level in the area of the southeastern coast of the Sakhalin Island and a series of atmospheric pressure and wind speed from the open website “Weather Schedule” are presented. Using spectral analysis, astronomical tides were studied and diurnal M_1 , K_1 and semi-diurnal M_2 , S_2 tidal harmonics with high energy were detected. The maximum heights of tidal waves have been determined and the tidal regime in the studied water area is classified as mixed with a predominance of diurnal tides. It is shown that sea level rises due to the impact of winds on the sea surface are observed in the northerly direction of the winds, which is associated with storm surge in the coastal zone of Mordvinov Bay. The lowering of the sea level is observed with southerly winds and it is caused by the downsurge. The magnitude of the decrease in sea level for events that have a correlation between high wind speeds and the duration of influence to the winds of the western directions is maximal, and the wind speed has less influence on the magnitude of the decrease in level than its duration. Calculations of the level response to changes in atmospheric pressure using the Proudman equation and analysis of the results showed that these events can be attributed to the phenomenon of the “inverted barometer”. A comparison of theoretical profiles calculated from the time form of the Korteweg–de Vries equation with the registered profiles of sea level showed that they are well described by the profile of a solitary wave.

Keywords: sea level variations, tidal waves, wave set-up, storm surge and downsurge, inverted barometer, cnoidal wave.

Citation: Kovalev, D., A. Kurkin, P. Kovalev and V. Zarochintsev (2024), Investigation of Tidal and Subtidal Variations in Sea Level Close to the Southeastern Coast of Sakhalin Island Using Two-Year Time Series, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3001, EDN: EHYHPC, <https://doi.org/10.2205/2024es000908>

RESEARCH ARTICLE

Received: 3 February 2024

Accepted: 2 April 2024

Published: 13 June 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/>).

1. Introduction

The study of sea level variations due to waves is carried out in many marine areas, since knowledge of their parameters is necessary for practical purposes such as navigation, fishing and mining on the shelf. At the same time, the range of studied periods of these processes is quite wide – from a few seconds to several tens of days, although waves in the range from wind waves to diurnal tidal waves are more often analyzed.

At the same time, the mechanism of sea level fluctuations on time scales from tidal to several days has been little studied [Andrade *et al.*, 2018], which is due to the scarcity of observational data duration several hundred days and there are a small number of papers with the results of studying processes with time scales longer days [Andrade *et al.*, 2018; Truccolo *et al.*, 2006]. This makes it impossible to determine the forces causing sea level oscillations. In addition, the time series of sea level oscillations analyzed in the paper [Andrade *et al.*, 2018] showed that the maximum amplitude of such long-period oscillations is quite large and, when combined with spring tide, can lead to extreme events of sea level rise on the coast, which represents a direct threat to coastal human habitats and

has repeatedly occurred, for example, on the western coast of the Kamchatka Peninsula [Kovalev et al., 1991].

It should be noted that there are quite a large number of papers on monitoring sea level changes near coasts in different areas of the World Ocean, for example, [Pérez Gómez et al., 2022; Valentim et al., 2013; Williams, 2013] but the observations obtained from these studies are used to analyze coastal erosion or to monitoring sea level changes associated with climate change and possible coastal flooding. In the recent paper [Koohestani et al., 2023] the authors analyzed the appearance of internal solitary waves in the Bay of Oman caused different mechanisms including variations of atmospheric pressure, wind, currents, etc. Note also two more publications that relate to the study of long-term changes in sea level and the identification of a trend in rising sea levels [Goryachkin et al., 1999; Raj et al., 2022]. Among domestic authors, we note investigations with the participation of E. G. Morozov to study the temporal and spatial variability of hydrological processes and internal waves in a wide range of scales, such as, for example, [Morozov et al., 2020].

Also, it is of interest what the magnitude of astronomical tides is in the water area under consideration, since they are often not considered or overlooked due to their small magnitude, or the lack of long-term time series data. This does not allow us to determine the actual forces that drive sea level oscillations with periods greater than daily in the coastal zone. In addition, understanding and dissociating long-period oscillations caused by astronomical and meteorological forcing is very important for navigation safety, coastal engineering, sedimentation studies and other factors.

Study of sea level oscillations in the southeastern part of the Sakhalin Island are conducted for many years using autonomous wave meters. The research results have been published in several papers, for example, [Kovalev et al., 2022; Kovalev and Kovalev, 2018; Kurkin et al., 2023; Squire et al., 2021a]. However, the analysis of level oscillations with time scales longer than tidal was carried out in only one paper [Kovalev et al., 2022], but time series duration several months were used. In addition, analysis of time series duration 700 days makes it possible to clarify the periods of astronomical sea level oscillations.

Despite the fact that the Laboratory of Wave Dynamics and Coastal Currents of the Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, carried out year-round observations of sea level oscillations near the settlement Okhotskoe, south-eastern coast of the Sakhalin Island, the obtained time series were not always continuous with the annual change of recording devices. It was possible to select only one continuous time series with a duration of 700 days, which was used for research. Note that this work mainly considers the results of the analysis of the astronomical tide and level variations as a result of the influence of atmospheric disturbances.

2. Observations

Wave observations were carried out using autonomous wave recorders ARW-10 and ARW-14 with serial number 32 in 2015, number 109 in 2015–2016 and 94 in 2016–2017. The devices were installed one by one at the measurement point. Wave measurements began on 09 July 2015 at 21:12 and ended on 10 May 2017 at 23:01, while the length of the time series was 700 days. The accuracy of measuring bottom hydrostatic pressure, which was subsequently converted into sea level oscillations (waves) taking into account the attenuation of short waves with depth, is 0.06% of the full scale, and the pressure resolution is $\pm 0.0003\%$ also of the full scale. The measurement discreteness is 1 s. Wind and atmospheric pressure data are taken from the open “Weather Schedule” website [Weather Schedule LLC, 2023] for the Sakhalin region, Korsakovsky district, Okhotskoe. Unfortunately, the weather data in the settlement Lesnoye that close to Okhotskoe began to be registered only from March 2016. Maps of the region and the water area of the installation of devices are shown in Figure 1. The location of devices is shown by a black circle.

Spectral analysis, filtering, subtraction of tides and visualization of results and time series were performed by the Kyma program designed for complex processing and analysis

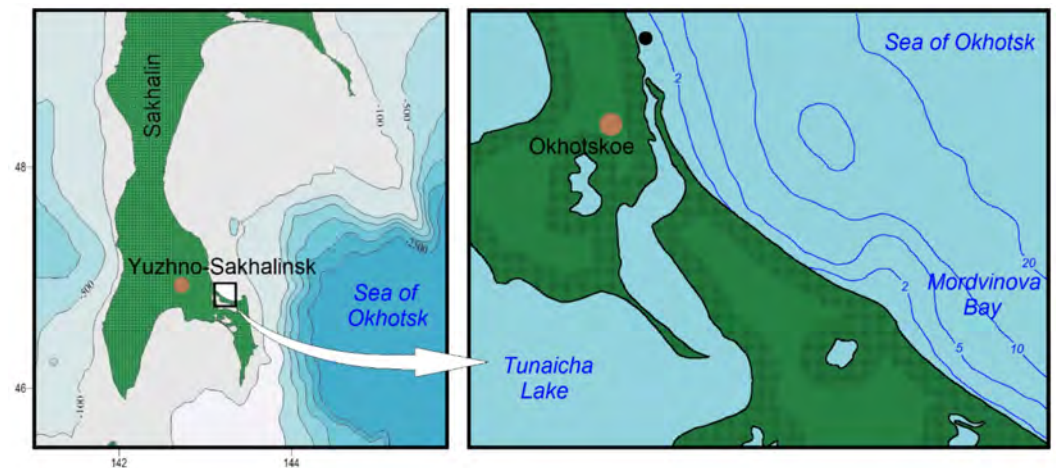


Figure 1. Maps of the region and the water area of the instrument installation. The location of the production is shown by a black circle.

of large-volume sea level data [Kovalev, 2018; Plekhanov and Kovalev, 2016]. The program allows to calculate the spectral density of sea level oscillations for a selected time series using the usual windowed Fourier transform. The time series is divided into $2n/w - 1$ windows, where n is the length of the time series, w is the size of the window, and the next segment of the series is selected with an offset of half the window length. Each segment is filtered by a Kaiser-Bessel window (filtering can be disabled). Then, for each window, the Fourier transform is calculated for a given number of frequencies, starting from a given frequency. After calculating the spectral parameters for each window, the average value between them is calculated.

To remove astronomical tidal fluctuations and shorter waves in the analysis subtidal periods, a digital low-pass filter was used to remove oscillations with periods shorter than 30 hours. The check showed that the restriction on this period is quite sufficient, although in the studies [Andrade et al., 2018] a filter with a period of 40 hours was used.

As a result of the observations, a long-term time series was obtained, shown in Figure 2a. The same figure shows a time series with filtered oscillations, periods of which are shorter than 30 hours (Figure 2a, highlighted in blue) and a series containing wind waves, swell and short IG waves with periods up to 10 minutes (Figure 2b), which allows us to judge about the state of the sea surface for the entire observation time.

From Figure 2b clearly shows that at the moments when the sea is covered with ice from February to April, sea level fluctuations due to the impact of winds are minimal, although for these moments in the time series for wave periods of more than 30 hours, significant variations in sea level are nevertheless present. This indicates that there are variations in sea level, caused not only by the impact of winds and storm waves.

3. Astronomical Tidal Level Oscillations

A long time series of observations of sea level oscillations makes it possible to calculate the periods of the main astronomical tidal harmonics more accurately than in previous studies, for example, those described in the paper [Kovalev et al., 2021]. The periods of these harmonics are determined from the spectral densities of sea level oscillations calculated using the Kyma program [Kovalev, 2018]. To confirm that these periods are astronomical, the spectral density is calculated from the time series, from which the precalculated astronomical tide is subtracted and the spectral densities are compared. Calculation of tidal harmonics and their subtraction from the original time series is performed using 35 astronomical harmonics using the LSMTM.exe application in the Kyma program.

Figure 3 shows the spectral densities of sea level oscillations calculated from the time series with the tide (curve line 1) and the time series from which the precalculated

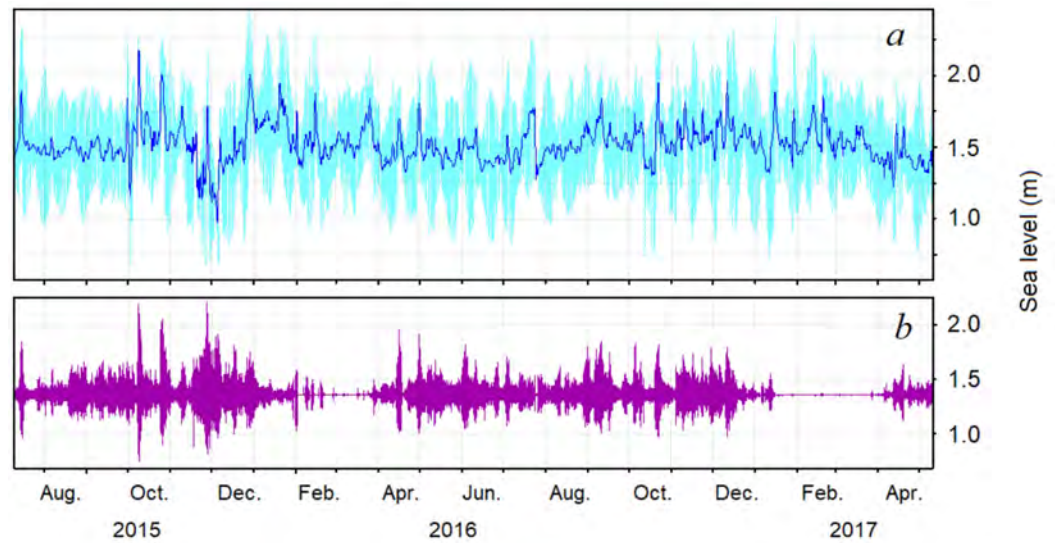


Figure 2. The original time series of sea level oscillations with tide (light tone) and level variations for periods longer than 30 hours, highlighted in blue (a), short-period waves up to 10 minutes (b).

astronomical tide is subtracted (curve line 2). A comparison of spectral densities shows that significant peaks correspond to astronomical tidal harmonics. It is also seen that there are tidal harmonics up to periods of about four hours. The peak periods in spectral densities and their correspondence to astronomical tidal harmonics are shown in Table 1.

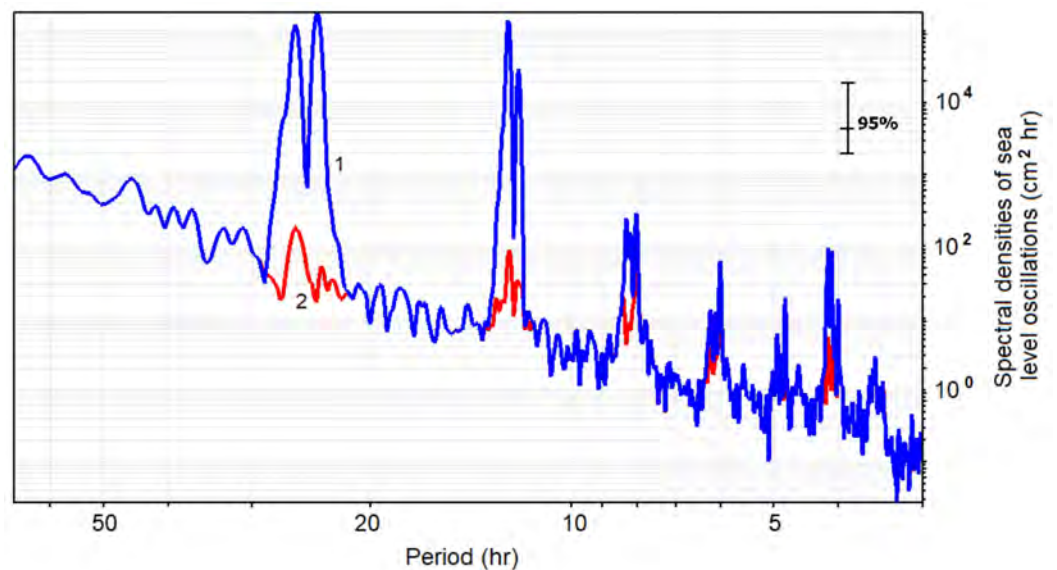


Figure 3. Spectral densities of sea level oscillations calculated from the original time series with the tide (1) and the time series from which the precalculated astronomical tide (2) is subtracted.

According to the calculated spectral density of sea level oscillations shown in Figure 3, the amplitudes of tidal harmonics shown in Table 1 are calculated. The average amplitude of oscillations at a given frequency (period) was determined by the formula:

$$\bar{A}^2 = \int_{\omega_1}^{\omega_2} S(\omega) d\omega, \tag{1}$$

where integration was carried out over the frequency interval, in the vicinity of the peak. In addition, for verification purposes, the amplitudes of tidal harmonics were determined using the Kyma program, which made it possible to identify individual wave processes with specific periods. The results obtained in both cases turned out to be close. In the studies given in the monograph [Kovalev and Shevchenko, 2008] The calculation was also performed using formula (1) and confirmed the possibility of such determination of the amplitudes of tidal harmonics.

Table 1. Peak periods in spectral densities and their correspondence to astronomical tidal harmonics

Time series with the tide	Peak period in spectral density (hr)											
	25.83	23.98	12.43	12.00	8.28	8.17	8.00	6.00	4.80	4.13	4.08	4.00
Harmonic [Parker, 2007]	M ₁	K ₁	M ₂	S ₂	M ₃	MK ₃	SP ₃	S ₄	3KM ₅	M ₆	2MK ₆	S ₆
Harmonic amplitude (cm)	33.0	43.0	18.0	8.9	3.1	3.1	2.9	1.6	1.0	2.2	2.4	1.0

The obtained values of tidal harmonic amplitudes allow one to calculate the form number N_f using the equation [de Miranda et al., 2002]:

$$N_f = (K_1 + M_1)/(M_2 + S_2),$$

where K_1 , M_1 , and M_2 , S_2 are the amplitudes of the main diurnal and semidiurnal tide harmonics, respectively. This number determines the relative contribution of the diurnal and semidiurnal components, and the tidal regime in each water area can be determined following the classification proposed in the paper [de Miranda et al., 2002]. For the water area under consideration, in accordance with the data in Table 1, $N_f = 2.8$. Then the tide is classified as mixed with a predominance of diurnal since it falls in the range of values $1.5 < N_f < 3.0$ [de Miranda et al., 2002].

4. Long-Term Sea Level Variations of Non-Astronomical Nature

Prolonged ascents and descents in the level can be associated with changes in atmospheric pressure and effects of wind resulting from the aerodynamic roughness of the sea surface and the transmission of turbulent momentum transfer. There are various techniques for determining the momentum transfer such as the geostrophic departure, aerodynamic (profile) and the eddy correlation methods [Sudolsky, 1991].

The influence of pressure at the open boundary is taken into account by correcting the open boundary condition using the concept of an “inverted barometer”:

$$\Delta\zeta = -\frac{1}{\rho_w}(p - \bar{p}),$$

where $\bar{p} = 1012\text{hPa}$, ρ_w is the density of water, p is the atmospheric pressure at sea surface.

The wind stress $\vec{\tau}$ is calculated from the wind speed at a 10-meter height \vec{u}_{10} in accordance with the ratio:

$$\vec{\tau} = \rho_a C_D |\vec{u}_{10}| \vec{u}_{10},$$

where ρ_a is the air density, for which a constant value of 1.205 kg m^{-3} is assumed. The coefficient of aerodynamic drag C_D is determined by the equation:

$$C_D = (\alpha + \beta|\vec{u}_{10}|)/10^3, \tag{2}$$

with constants $\alpha = 0.63$ and $\beta = 0.066$ [Jones and Toba, 2001].

An assessment of the relative importance of the effects of wind stress and atmospheric pressure is provided by analyzing the order of magnitude of these two terms in the

horizontal momentum transfer equations. And depending on the water depth h , the Coriolis frequency f , the ratio of pressure to wind action is determined by the formula [de Vries et al., 1995]:

$$\alpha^* = \frac{hf}{C_D u_{10}}.$$

The values of the aerodynamic drag coefficient calculated using equation (2) for the edge values of the wind speed range 3 and 9 m s⁻¹, at which significant variations in sea level were observed, showed 0.828×10^{-3} and 1.22×10^{-3} . They are close to the obtained value $C_D = 1.42 \times 10^{-3}$ in the paper [Jones and Toba, 2001]. For the obtained C_D values, the estimates of the relative significance of the effects of wind stress and atmospheric pressure are 6.7 and 1.5, respectively. And since $\alpha^* > 1$ in the Sea of Okhotsk, storm surges on the basin scale for such α^* values imply a predominance of atmospheric pressure, while for seas with $\alpha^* < 1$ it is assumed that storm surges in this water area are influenced by wind [de Vries et al., 1995].

Although α^* estimates are useful for obtaining an accurate value of atmospheric pressure over wind-dominated seas, there may be many potentially important exceptions associated with variations in sea depth and surges caused by atmospheric pressure gradients over a deep water area that may extend into shallow waters [Timmerman, 1975]. The relative humidity of wind and pressure may depend on the orientation of the isobars and the direction of storm propagation also [de Vries et al., 1995], which are not considered here.

When studying the impact of meteorological factors on sea level changes, it is necessary to consider the rotation of the Earth, which can be estimated using the Kelvin number β , for the mode of longitudinal oscillations of an open basin, which is determined by the ratio of the width of the basin W to the Rossby radius R [Gill, 1982],

$$\beta = \frac{W}{R} = \frac{fW}{\sqrt{gh}},$$

where $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$ is the acceleration of gravity. The calculated estimates of β obtained for the southern part of the Sea of Okhotsk, taking into account depth variations, showed values not exceeding 0.98. Considering that rotation is especially important for values $\beta > 1$ [de Vries et al., 1995], rotational effects are less significant for the Sea of Okhotsk. Here the length of the basin $L > W$ and a larger Kelvin number are obtained for transverse vibrational modes.

5. Sea Level Rise Events

To study long waves and sea level rises based of non-astronomical nature, the original time series was filtered out with a low-pass digital filter for periods longer than 30 hours.

The resulting series is shown in Figure 4a. Since the mechanism of excitation of long waves considered here is atmospheric disturbances, according to the open "Weather Schedule" website [Weather Schedule LLC, 2023] the time series of the wind speed vector modulus (Figure 4b), atmospheric pressure fluctuations (Figure 4d) were used, as well as a time diagram of the winds (Figure 4c). These observations were carried out in the settlement Lesnoye, located on the coast at a distance of 7.5 km from the installation site of the wave meter. Unfortunately, meteorological observations began here only at the end of February 2016.

Table 2 shows the events for the maximum sea level rise associated in time with the maximum wind speed or minimum atmospheric pressure. All increases in the sea level associated with the impact of winds on the sea surface are observed when the winds are directed north, and a decrease in the sea level is observed when the winds are directed south. This is explained by the fact that northern winds create a storm surge in the coastal zone of Mordvinov Bay, since the shore creates an obstacle to the surge currents, and southern winds create a downsurge near the coast where the device was installed. With an average sea level of 152 cm during the period when meteorological observations were

carried out from February 2016 to May 2017, the maximum rise in sea level was 31 cm, and the decrease was 20 cm.

It should be noted that according to the instructions of the Russian Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring dated August 23, 2002, upsurge-downsurge phenomena are classified as dangerous marine hydrometeorological phenomena [Kovalev, 2013]. And although in the studied water area the maximum height of the storm surge wave turned out to be small, but together with the astronomical tide, the amplitudes of the main harmonics of which reach 43 cm, the total rise in sea level can pose a danger in the coastal zone.

There is one more remark regarding the analyzed sea level rises associated with the impact of wind on the sea surface. Some of the sea level rises coincide in time with the level rises caused by changes in atmospheric pressure. These include the events of 15 and 30 April 2016. This happens for obvious reasons – both winds and changes in atmospheric pressure are observed when atmospheric disturbances pass over the observation area, therefore at such moments, when the conditions from the impact of wind and atmospheric pressure coincide, sea level rises are recorded.

Table 2. Sea level rises are associated with the impacts of wind and atmospheric pressure

Wind impacts sea level				Atmospheric pressure impacts sea level			
Date	Time of maximum	Wind speed (m s^{-1}) and direction	Sea level (cm)	Date	Time of maximum	Atmospheric pressure (mm Hg)	Sea level (cm)
15 Apr. 2016	16:57	20 N	170	14 Feb. 2016	18:22	745	186
30 Apr. 2016	14:04	17 N	180	15 Apr. 2016	16:57	752	170
10 June 2016	20:06	14 N	163	30 Apr. 2016	14:04	749	180
10 Sept. 2016	05:34	16 N	183				
13 Apr. 2017	14:11	14 N	166				

It should be noted that it is almost impossible to visually assess correlation or coherence using time series of sea level and atmospheric pressure oscillations. It is well known, for example, [Rabinovich, 1993], that energy from atmospheric disturbances is transferred to sea waves mainly in a complicated way. But already a comparison of the spectra shows the connection between sea level oscillations and changes in atmospheric pressure. The graphs of the spectral densities of sea level and atmospheric pressure oscillations in Figure 5 show the coincidence of the periods of some peaks and at these periods resonant energy transfer is possible. It is not possible to calculate the cross spectrum or coherence since the atmospheric pressure data were measured only twice a day and therefore the small number of reports for the entire time series, only about 600.

6. Events With a Decrease in Sea Level

In addition to prolonged sea level rises, many events with a decrease in sea level were also noted, which are shown in the Table 3. To analyze the conditions of decrease in the sea level, graphs of wind speed, duration of its impact and the magnitude of sea level decrease were plotted, which are shown in Figure 6. The graph of atmospheric pressure changes is not given, since its change does not exceed 2% and looks like a straight line.

From Figure 6 shows that the magnitude of the sea level decrease for events 5 and 10, for which higher wind speeds and durations of impact to westerly winds are correlated. The wind speed has less effect on the magnitude of the sea level decrease than its duration. So, for event 4 of 06 July 2016, despite the high wind speed, with the duration of its impact for two days, the sea level decrease is 22 cm, while for event 5, with a lower wind speed, the sea level drop is 25 cm.

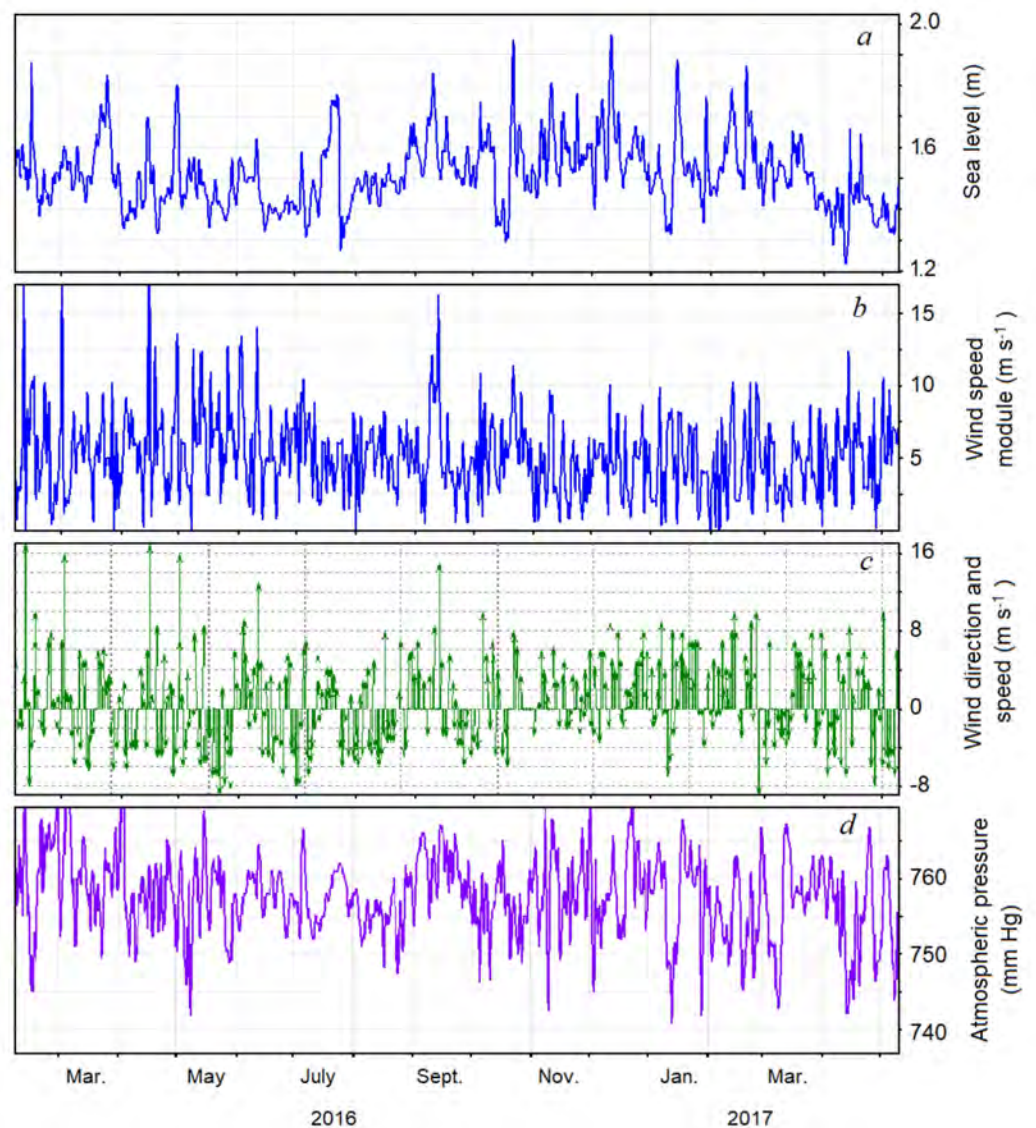


Figure 4. The time series of sea level oscillations, after filtering the original time series with a low-pass filter with a cutoff period of 30 hours (a), wind speed module (b), wind direction and speed, positive direction – north wind (c), atmospheric pressure fluctuations (d).

Note that the duration of the detected sea level decreases is close in duration to the previously observed downsurges of 1–2 days. Such downsurge phenomena for the open sea are described in the papers [Kato *et al.*, 2003; Kovalev, 2013]. Therefore, considering all the circumstances, namely the duration of the events, the presence of westerly winds allows us to make a conclusion similar to that given in these papers that the sea level decreases under consideration are downsurges due to the impact of winds.

7. Sea Level Rises Associated with Decreased Atmospheric Pressure

Table 2 shows the events in which sea level rises are observed associated with a decrease in atmospheric pressure. At the same time, the increase in sea level from the average sea level is from 14 to 35 cm with a decrease in atmospheric pressure by 9–15 mmHg (12–20 hPa). Further calculations and analysis showed that these events can be attributed to a phenomenon with the “inverted barometer” law. In other events not included in Table 2, sea level rises were less than 14 cm with a decrease in atmospheric pressure of less than 9 mmHg, or were not associated with a decrease in atmospheric pressure.

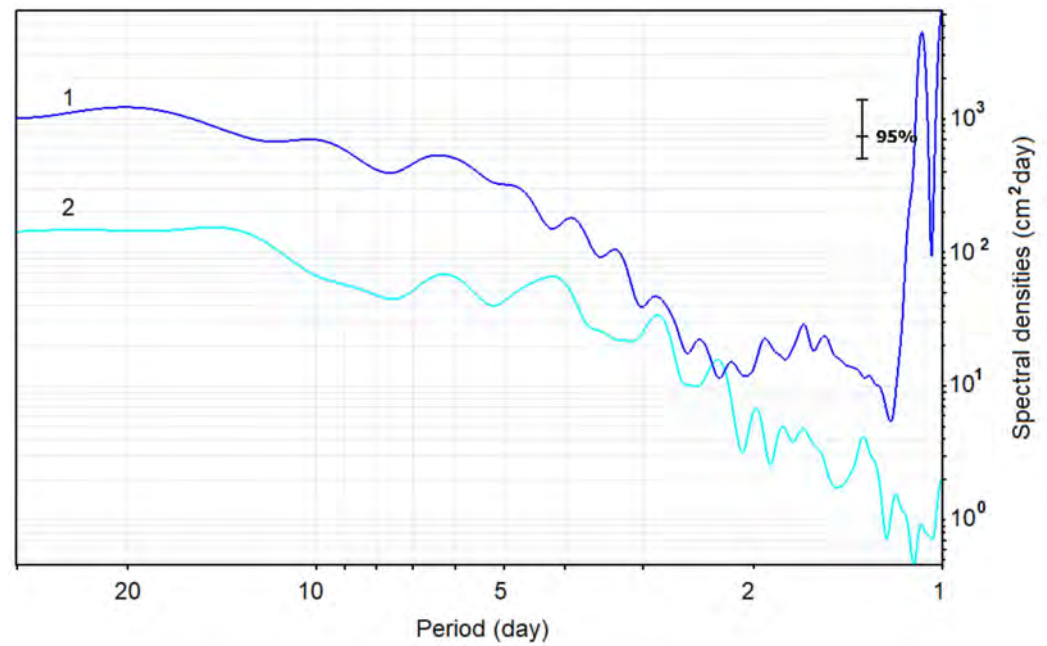


Figure 5. Spectral densities of sea level (1) and atmospheric pressure (2) oscillations.

Table 3. Events with a decrease in sea level

Event	The date of the minimum sea level	Time	Sea level (cm)	The duration of the decrease from the average daily level (day)	Atmospheric pressure (mmHg)	Wind (m s ⁻¹), direction	The duration of the wind (day)
1	03 Apr. 2016	15:07	134	2.5	755	7–9 SW	1,5
2	20 Apr. 2016	20:33	132	2	758	5–7 S, SW	2,5
3	15 June 2016	07:12	132	3	758	4–5 SW, S	2
4	06 July 2016	9:08	130	1.7	761	5–9 S	2
5	24 July 2016	19:35	127	1	763	6 -7 SW	3
6	14 Oct. 2016	12:06	135	0.5	762	3 S, SW	3
7	18 Oct. 2016	10:24	130	2	756	5–6 S, W	2
8	10 Jan. 2017	13:36	132	1	750	1–8 SW	3
9	29 Jan. 2017	04:06	135	1.5	750	3–4 W, SW	2
10	11 Apr. 2017	16:50	122	1.5	750	5–7 SW, S	3

The mechanism of action of the “inverted barometer” law can be explained from the hydrostatic equation relating atmospheric pressure P_a and sea level rise η , which is written in the following form [Ponté, 2006]:

$$P = \rho g(z + \eta) + P_a, \tag{3}$$

where $\rho = 1025 \text{ kg m}^{-3}$ is the density of water, z is the distance from the sea surface. And for the steady-state equilibrium position, $\eta^* = -P_a/\rho g$ will be executed. It can be seen that a decrease in atmospheric pressure will cause an increase in the sea level. And to assess the reaction of sea level to changes in atmospheric pressure, the spatial and temporal scales of

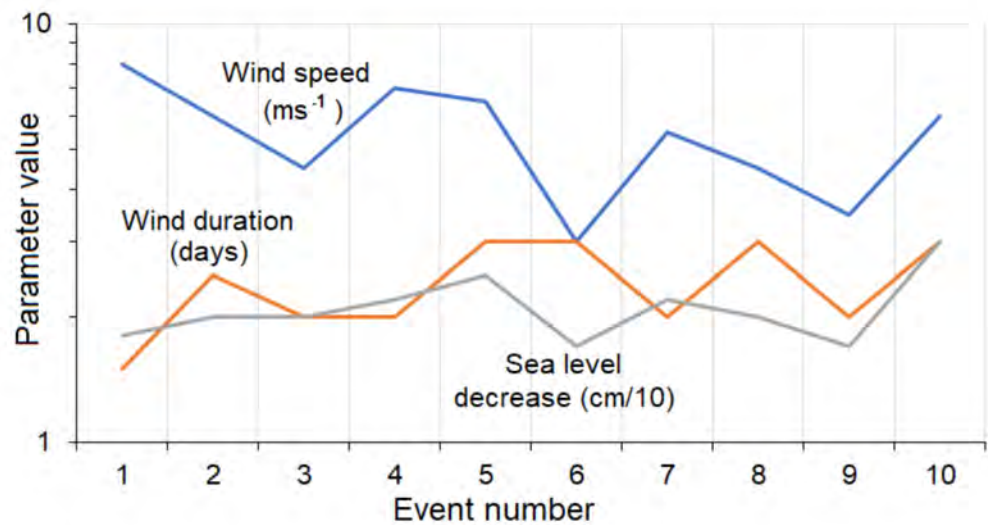


Figure 6. Values of wind speed, duration of its influence and the magnitude of the sea level drop.

which correspond to normal weather systems a barometric coefficient was introduced, the theoretical value of which is close to $-1.01 \text{ cm mbar}^{-1}$ [Wunsch and Stammer, 1997].

Note that the simple equation (3) is a rough approximation of the “inverted barometer” law, it does not consider the speed of propagation of atmospheric disturbances. And to calculate the sea level response to changes in atmospheric pressure, it is necessary to use the equation:

$$\Delta\eta = -\Delta P_a / [\rho g(1 - c^2/gH)],$$

where c is the speed of atmospheric disturbance propagation, H is the depth of the sea.

Calculations for the observed speeds of cyclones movement for the studied observation area, which are usually in the range of 15–30 knots ($7.7\text{--}15.4 \text{ m s}^{-1}$) [Kovalev et al., 2022] showed that the magnitude of sea level rise for the observed range of atmospheric pressure changes of 12–20 hPa is from 20 to 33 cm. These values are close to the observed sea level rises for the events shown in the Table 2.

Extensive studies on the inverted barometric or “isostatic” response are described in the paper [Hamon, 1966]. Observations of daily changes in sea level and atmospheric pressure were carried out using 17 tidal stations located on the coast of Australia. To analyze the main features of the change in the barometric factor (regression coefficient), the regression of the average daily sea level to the average daily atmospheric pressure was used. Here we also calculated the regression coefficient for sea level rise events associated with a decrease in atmospheric pressure, shown in Table 2.

The average daily value of sea level was calculated from the data of the original time series, from which the Kyma program subtracted the precalculated tide and then calculated the average values over four-hour segments and determined the values of sea level increments, from which the average daily value of sea level change was calculated. The average daily change in atmospheric pressure was calculated similarly using the average values of four-hour changes. Then, using the obtained average daily values, regression coefficients were calculated. The obtained values are shown in Table 4.

According to research data [Isozaki, 1969], the relationships between the daily change in sea level and the change in atmospheric pressure were obtained for 53 tidal stations on the coast of the Japanese islands. The calculated values of the regression coefficient are close to the theoretical value ($-1.01 \text{ cm mbar}^{-1}$) for many stations on the coasts directly facing the open ocean. At the same time, as can be seen from Table 4, the parameter values for different sea level rise events due to the “inverted barometer” law differ significantly and the modulus of the regression coefficient is significantly greater than the theoretical

one. Similar values of the regression coefficient for some stations were obtained in the studies of B. V. Hamon [Hamon, 1966].

Table 4. The values of changes in atmospheric pressure, sea level and regression coefficients for sea level rise events in connection with the “inverted barometer” law

Parameter \ Event	14 Feb. 2016	15 Apr. 2016	30 Apr. 2016
Maximum four-hour change in atmospheric pressure (hPa)	3.9	2.9	2.3
Maximum sea level change in four hours (cm)	10.6	5.27	2.7
Regression coefficient (cm hPa ⁻¹)	-2.68	-2.23	-1.49

Note: since all regression coefficient values are calculated using six values, the value of the confidence criterion for them, calculated using the Student’s table for probability 0.9, is 2.015.

Based on the available data, in these studies concluded that traveling continental shelf waves exist all times on the east and west coasts of Australia. These traveling waves are probably energized by atmospheric pressure variations. The traveling wave hypothesis is supported by delays observed between sea levels at neighboring stations. At the same time, the phase relations are such that traveling waves seem to reduce the direct reaction of sea level to atmospheric pressure on the east coast and increase the reaction on the west coast. The same conclusion can be attributed to the studies described here.

The shelf waves that are referring to B. V. Hamon, are formed as a result of the combined effect of the variability of the seabed relief and the rotation of the Earth. They are a consequence of the law of conservation of a potential vortex. These waves are generally thought to be generated by atmospheric forcing or wind [Brunner et al., 2019], but authors of paper [Darelius et al., 2009] suggest the possibility of other generation mechanisms, such as interactions between currents and topography.

In general, the conditions for the excitation of shelf waves in areas where the direction of their propagation coincides with the direction of movement of atmospheric disturbances are more favorable than where these directions are opposite. However, even in the latter case, shelf waves can be excited due to the scattering of the meteorological tide on the inhomogeneities of the relief [Brunner et al., 2019].

It should be noted that shelf waves are much better manifested in currents than in the sea level – oscillations in the ocean level of several centimeters correspond to currents with speeds of tens of centimeters per second [Rabinovich, 1993]. Therefore, in the spectra of sea level oscillations, these waves do not have significantly pronounced maxima, the level rise is small, and an 80% confidence interval is considered here.

A detailed analysis of the spectra of sea level oscillations for periods longer than 24 hours showed the presence of three peaks slightly exceeding the 80% confidence interval for periods of 30.7, 36.2 and 45.1 hours. It was taken into account that the latitude of the installation site of the devices is 46.87°, the inertial frequency is determined by the well-known formula $f = 2\Omega \sin \phi$, where ϕ is latitude, $\Omega = 7.2921 \times 10^{-5}$ cycle s⁻¹ is the circular frequency of the Earth’s rotation. The value of the $\sin \phi$ function is 0.7298 and taking this into account, we obtain an inertial frequency of 0.383 cycles per hours and the period of inertial oscillations is 16.4 hours. Note also that shelf waves exist at frequencies below the inertial frequency $\omega < f$ [Rabinovich, 1993]. Considering that the period of the observed waves is more than 16.4 hours, the detected wave processes can be attributed to offshore waves.

Using the dispersion relation for waves of the continental shelf obtained by Buchwald and Adams [Adams and Buchwald, 1969], a dispersion diagram of shelf waves was calculated (it is not presented) for the exponentially profile of the seabed on the shelf in the area of instrument installation, which showed that for the detected wave periods of 30.7, 36.2 and 45.1 hours, the existence of the first four modes of shelf waves is possible. Therefore, we

can assume that B. V. Haman's conclusion about the influence of shelf waves on sea level rises and, as a result, on the value of the regression coefficient is valid.

8. Wave Set-Up

The above analysis of events of sea level changes associated with meteorological reasons showed that the total number of events with an ascent and descent in sea level for the period from April 2016 to May 2017, when meteorological observations were carried out, amounted to 31 events, of which eight sea level ascents associated with the impact of wind, ten with descents in sea level and three are caused by the "inverted barometer" law. The remaining 10 events also correspond to sea level rises from an average height of up to 23 cm.

The explanation of the physical mechanism of wave set-up formation was first proposed by *Longuet-Higgins and Stewart* [1962, 1964]. They developed a model of this phenomenon and showed that the wave set-up is formed by horizontal gradients of radiation stress. Introduced by Longuet-Higgins and Stewart, the term "radiation stress", in their understanding, means an excess of momentum transfer caused by the translational movement of wind waves.

A generalization of the Longuet-Higgins-Stewart theory for arbitrary depth relief in the surf zone was made by *Leontiev* [1980]. He obtained an equation connecting the height of the wave set-up with the wave parameters at the moment of breaking:

$$\tilde{\zeta} = \frac{1}{8} k_H \gamma_b^2 h_b,$$

where $\gamma_b = H_b/h_b$ is the relative height of the waves at the moment of breaking, h_b is the depth of the beginning of the breaking, H_b is the height of the breaking waves. The k_H coefficient is a characteristic of the bottom profile in the surf zone and is determined by the equation:

$$k_H = \sqrt{\frac{h_b}{\bar{h}_b(x)}},$$

here \bar{h}_b is average depth along the surf zone. For a flat inclined bottom $k_H = 3/2$ and the level rise is

$$\tilde{\zeta} = 3.16 \gamma_b^2 h_b, \quad (4)$$

which corresponds to the theoretical results of *Longuet-Higgins and Stewart* [1962].

The values of the wave set-up heights calculated using equation (4) for waves with a weak storm with a wave height of up to 42 cm and for moderate storms with a wave heights of up to 78 cm noted during the observation period range from 11 cm to 38 cm. They correspond in time to the existence of storm waves, which can create a wave set-up within the obtained values. This additive, even with an average storm wave size and when coinciding in time with a K_1 tide with a height of 43 cm, a storm surge of 31 cm and an ascent in the sea level to 34 cm associated with a decrease in atmospheric pressure, can lead to a rise in the sea level to 125 cm, with a maximum estimate of 146 cm. Such values of sea level rise are catastrophic and lead to floods [*Kato et al.*, 2003].

Note that the wave height estimates used above were obtained from devices installed in a sufficiently closed basin near the settlement Okhotskoe, that weakens wind waves and swells. For the open coast south of the settlement, the wave heights in the breaking area often reaches 1.2 m, and in a very strong storm, waves up to 3.4 m high can be observed (September 13, 2021). Naturally, the magnitude of the wave set-up in these cases will be greater and for 1.2 m waves will be 0.46 m.

9. Sea Level Rise Profiles

In the paper [*Squire et al.*, 2021b], the profiles of storm surge waves were considered. These waves were described using the profile of a cnoidal wave. It is of interest to check whether same profiles are observed for the sea level rises analyzed here, which can be

considered as single waves, representing the limiting case of a cnoidal wave – a long, nonlinear surface gravitational wave with a relatively sharp crest. In fluid dynamics, a cnoidal wave is a nonlinear and accurate periodic wave solution of the Korteweg–de Vries equation (KDV) [Dingemans, 1997; Osborne, 2002]. Let's consider the model profile of such waves and compare it with the waves of storm surges and sea level rises associated with atmospheric pressure.

The KDV equation can be given in dimensionless variables, as for example in [Hereman, 2009]:

$$u_t + \alpha uu_x + u_{xxx} = 0, \quad (5)$$

where indices denote partial derivatives. The nonlinearity coefficient α can be scaled to any real number [Hereman, 2009] usually use the values $\alpha = 1$ or $\alpha = 6$.

The term u_t describes the temporal evolution of a wave propagating in one direction, and equation (5) is called the evolutionary equation. The nonlinear term αuu_x describes the steepness of the wave, and the linear dispersion term u_{xxx} describes the propagation of the wave.

Korteweg and de Vries [1895] showed that equation (5) also has a simple periodic solution,

$$u(x, t) = \frac{\omega - 4k^3(2m - 1)}{\alpha k} + \frac{12k^2 m}{\alpha} cn^2(kx - \omega t + \delta; m),$$

which they called the cnoidal wave solution because it involves the cn -elliptic Jacobi cosine function with the ellipticity parameter m ($0 < m < 1$). The wave number k in this case determines the period of the cnoidal wave.

Based on field data, profiles of sea surface elevation are recorded depending on time, therefore, to compare them with the theoretical profile calculated using the KdV equation, it is advisable to use the time form of this equation, denoted as the TKdV equation (T – means the time form of the equation) [Osborne, 2002]. The approximate soliton solution of such an equation has the form [Giovanangeli et al., 2018]:

$$\eta(x, t) = A \operatorname{sech}^2 \frac{t - x/V}{T}, \quad (6)$$

where η is the elevation of the surface, the speed V and duration T are related to the amplitude A :

$$V = \frac{c_0}{1 - c_0 A/3} \approx c_0 \left(1 + \frac{c_0 \alpha A}{3} \right), \quad T = \sqrt{\frac{12\beta}{\alpha A}},$$

where $c_0 = (gh)^{1/2}$, $\alpha = 3/(2c_0 h)$, $\beta = h^2/(6c_0^3)$ is dispersion coefficient, g is the acceleration due to gravity and h is the unperturbed water depth. This approximate formula is valid for small amplitude solitons at $c_0 \alpha A/3 \ll 1$.

For the measured sea level elevations shown in the Table 2, containing storm surges and level rises associated with atmospheric pressure, graphs of normalized amplitudes are plotted together with a model profile calculated using TKdV (6), shown in Figure 6. The following parameter values were used in the calculations: $T = 45 \times 10^3$ s, $A = 0.1$ m, $h = 1.5$ m, $x = 14 \times 10^5$ m.

Figure 7 shows that the model profile is close in shape to the observed profiles. At the same time, the two profiles 5, 6 are significantly narrower than the theoretical one. These profiles relate to level rise events caused by various causes – wind impact and a decrease in atmospheric pressure. An analysis of the possible reasons for such a difference between these two profiles from the rest showed that the maximum increase in the level on 14 February 2016 (profile 5) coincided with the maximum of the spring tide, and since the duration of the increase is usually about two days, and the daily tidal harmonic is about two times less, then as a result of the joint influence, a “narrowing” of the profile of sea surface rise is possible. A similar situation was observed for an increase in the sea level on

13 April 2017 (profile 6), while the magnitude of the sea level change due to wind impact was small.

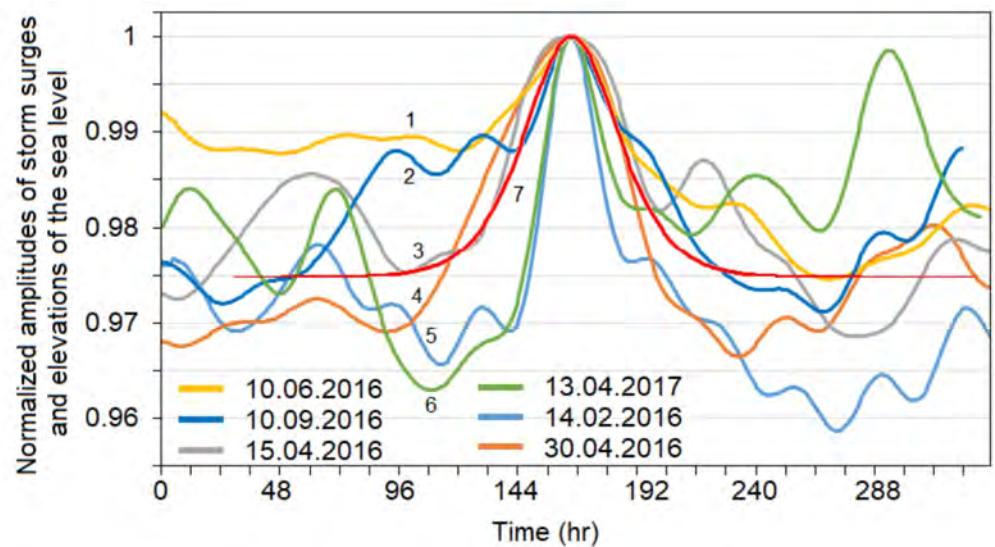


Figure 7. Normalized amplitudes of storm surges (lines 1, 2, 3, 4, 6) and elevations of the sea level due to a decrease in atmospheric pressure (lines 3, 4, 5), combined with the theoretical profile (line 7).

It should be noted that there could be two reasons of manifestation for each of the observed two sea level elevations on April 15 and 30, 2016. They were accompanied by both strong winds and low atmospheric pressure. It was not possible to establish what was decisive for the change in the level, and possibly the joint impact, within the framework of this paper. But, considering all the circumstances discussed above, it can be concluded that the profiles of the considered sea level elevations and storm surge waves are well described by the profile of a single cnoidal wave.

10. Conclusions

The study of tidal and subtidal variations in sea level in the area of the southeastern coast of the Sakhalin Island was carried out according to a time series of 700 days measured with a second discreteness. At the same time, the analysis of the relationship between sea level variations and meteorological conditions was carried out using time series duration about 15 months due to the lack of meteorological observations in the studied area in the previous period.

The study of astronomical tides in the water area under consideration was carried out using spectral analysis. Diurnal M_1 , K_1 and semidiurnal M_2 , S_2 tidal harmonics with high energy have been detected. For other harmonics, the wave energy is three orders of magnitude less. The maximum heights of tidal waves have been determined, the maximum of which for K_1 is equal to 43 cm. It is shown that the form number determining the relative contribution of diurnal and semi-diurnal components is 2.8 and this makes it possible to classify the tidal regime in this region as mixed with a predominance of diurnal.

Long-term changes in sea level variations associated with meteorological conditions were studied. It is shown that the sea level rises caused by the impact of winds on the sea surface are observed when the winds are northerly, and level decreases are observed when the winds are southerly. This is due to the fact that northern winds create a storm surge in the coastal zone of Mordvinov Bay, since the coast creates an obstacle in the way of surging currents, and southern winds create a downsurge near the coast where the wave meter is installed.

During the observations, many events with a decrease in sea level were detected for wind speeds from 3 to 9 m s^{-1} . It is shown that the magnitude of the sea level decrease

for events in which higher wind speeds and the duration of impact to westerly winds are correlated is maximal, and the wind speed has less influence on the magnitude of the level decrease than its duration. The duration of the detected decreases in sea level is close to previously observed storm surges of 1–2 days, described in published papers.

The events with sea level rises associated with a decrease in atmospheric pressure are considered. Calculations of the sea level response to changes in atmospheric pressure using the Proudman equation, and analysis of the results showed that these events can be attributed to events with the “inverted barometer” law. The calculated values of the regression coefficients for these events showed values 1.5–3 times higher than the theoretical ones. Research by Hamon (reference) showed that such differences in the regression coefficient from the theoretical one may be associated with the waves of continental shelf.

A detailed analysis of the spectra of sea level oscillations over the original time series for periods longer than daily showed the presence of three peaks exceeding the 80% confidence interval for periods of 30.7, 36.2 and 45.1 hours. The calculation of the dispersion ratio for waves of the continental shelf for exponentially profile of the seabed on the shelf in the area of installation of devices showed the possibility of the existence of shelf wave modes on these periods. Based on this, taking into account the conclusion of B. V. Hamon, it is possible to assume the influence of shelf waves on sea level rises and, as a result, on the value of the regression coefficient.

The sea level increases associated with wave set-up, which can be essential and significantly affect the variability of sea level in the coastal zone, are considered. The explanation of the physical mechanism of this phenomenon was proposed by Longuet-Higgins and Stewart, who showed that it is formed by horizontal gradients of radiation stress. Calculations using the wave set-up height equation showed values ranging from 11 cm to 38 cm for weak and moderate storms noticed during observations. This additive, even at low wave heights, when coinciding with tide K_1 , storm surge and an increase in level associated with a decrease in atmospheric pressure, can lead to a rise in level to 119 cm. This value of sea level rise is catastrophic and leads to flooding.

Modeling of sea level rise profiles was carried out from the limiting case of a cnoidal wave, which is a nonlinear and exact periodic wave solution of the Korteweg–de Vries equation. A comparison of the theoretical profile calculated from the time form of the KDV equation with the averaged recorded profiles of level increases showed that they are well described by the profile of a single cnoidal wave.

Acknowledgments. The reported study was funded by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project No. FWWM-2024-0002).

References

- Adams, J. K., and V. T. Buchwald (1969), The generation of continental shelf waves, *Journal of Fluid Mechanics*, 35(4), 815–826, <https://doi.org/10.1017/S0022112069001455>.
- Andrade, M. M., E. E. Toldo, and J. C. R. Nunes (2018), Tidal and subtidal oscillations in a shallow water system in southern Brazil, *Brazilian Journal of Oceanography*, 66(3), 245–254, <https://doi.org/10.1590/s1679-87592018017406603>.
- Brunner, K., D. Rivas, and K. M. M. Lwiza (2019), Application of Classical Coastal Trapped Wave Theory to High-Scattering Regions, *Journal of Physical Oceanography*, 49(9), 2201–2216, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0112.1>.
- Darelius, E., L. H. Smedsrud, S. Osterhus, A. Foldvik, and T. Gammelsrod (2009), Structure and variability of the Filchner overflow plume, *Tellus A*, 61(3), 446–464, <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00391.x>.
- de Miranda, L. B., B. M. de Castro, and B. Kjerfve (2002), *Princípios de Oceanografia Física de Estuários*, 152 pp., EDUSP, Sao Paulo.
- de Vries, H., M. Breton, T. de Mulder, Y. Krestenitis, et al. (1995), A comparison of 2D storm surge models applied to three shallow European seas, *Environmental Software*, 10(1), 23–42, [https://doi.org/10.1016/0266-9838\(95\)00003-4](https://doi.org/10.1016/0266-9838(95)00003-4).

- Dingemans, M. W. (1997), *Water Wave Propagation Over Uneven Bottoms: (In 2 Parts)*, 782 pp., World Scientific Publishing Company, <https://doi.org/10.1142/9789812796042>.
- Gill, A. E. (1982), *Atmosphere-Ocean Dynamics*, 662 pp., Academic Press, London.
- Giovanangeli, J.-P., C. Kharif, and Y. Stepanyants (2018), Soliton spectra of random water waves in shallow basins, *Mathematical Modelling of Natural Phenomena*, 13(4), 40, <https://doi.org/10.1051/mmnp/2018018>.
- Goryachkin, Y. I., V. A. Ivanov, and Y. A. Stepanyants (1999), Oscillations of the Black Sea sea level in the north part of the coast, *Physical Oceanography*, 10(2), 123–130, <https://doi.org/10.1007/BF02512983>.
- Hamon, B. V. (1966), Continental shelf waves and the effects of atmospheric pressure and wind stress on sea level, *Journal of Geophysical Research*, 71(12), 2883–2893, <https://doi.org/10.1029/JZ0711012P02883>.
- Hereman, W. (2009), Shallow Water Waves and Solitary Waves, in *Encyclopedia of Complexity and Systems Science*, pp. 8112–8125, Springer New York, https://doi.org/10.1007/978-0-387-30440-3_480.
- Isozaki, I. (1969), An Investigation on the Variations of Sea Level due to Meteorological Disturbances on the Coast of Japanese Islands (III): On the Variation of Daily Mean Sea Level, *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 25(2), 91–102, <https://doi.org/10.5928/KAIYOU1942.25.91>.
- Jones, I. S. F., and Y. Toba (2001), *Wind Stress over the Ocean*, 307 pp., Cambridge University Press, Cambridge, <https://doi.org/10.1017/CBO9780511552076>.
- Kato, L. N., Y. V. Lyubitsky, and G. V. Shevchenko (2003), Assessment of extreme values of sea level fluctuations on the southeastern coast of Sakhalin Island, Sea level fluctuations: collection of papers, in *Sea level fluctuations*, pp. 111–128, Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg (in Russian).
- Koohestani, K., Y. Stepanyants, and M. N. Allahdadi (2023), Analysis of Internal Solitary Waves in the Gulf of Oman and Sources Responsible for Their Generation, *Water*, 15(4), 746, <https://doi.org/10.3390/w15040746>.
- Korteweg, D. J., and G. de Vries (1895), Xli. on the change of form of long waves advancing in a rectangular canal, and on a new type of long stationary waves, *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 39(240), 422–443, <https://doi.org/10.1080/14786449508620739>.
- Kovalev, D. P. (2013), Extreme Negative Surge at the South-Eastern Coast of Sakhalin Island, *Fundamental and Applied Hydrophysics*, 6(1), 52–56 (in Russian).
- Kovalev, D. P. (2018), Patent of the Russian Federation, RU 2018618773, registration date: 07/19/2018, https://new.fips.ru/registers-doc-view/fips_servlet?DB=EVM&DocNumber=2018618773 (in Russian).
- Kovalev, D. P., P. D. Kovalev, A. S. Borisov, and K. V. Kirillov (2021), Wave characteristics in the southern part of the Sea of Okhotsk - the area of water transport routes to the southern Kuril Islands, *Geosystems of Transition Zones*, 5(4), 328–338, <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.4.328-338> (in Russian).
- Kovalev, D. P., P. D. Kovalev, and A. S. Borisov (2022), Long-term rise and fall of level of ice-covered Okhotsk Sea near the coast of Mordvinov Bay, *Journal of Oceanological Research*, 50(4), 5–29, [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2022.50\(4\).1](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2022.50(4).1) (in Russian).
- Kovalev, P. D., and D. P. Kovalev (2018), Long-wave processes in southeastern shelf Sakhalin Island, *Ecological Systems and Devices*, 8, 36–41, <https://doi.org/10.25791/esip.08.2018.121> (in Russian).
- Kovalev, P. D., and G. V. Shevchenko (2008), *Experimental studies of long-wave processes on the Northwestern shelf of the Pacific Ocean*, 213 pp., Dalnauka, Vladivostok (in Russian).
- Kovalev, P. D., A. B. Rabinovich, and G. V. Shevchenko (1991), Investigation of long waves in the tsunami frequency band on the southwestern shelf of Kamchatka, *Natural Hazards*, 4(2–3), 141–159, <https://doi.org/10.1007/BF00162784>.
- Kurkin, A., D. Kovalev, O. Kurkina, and P. Kovalev (2023), Features of Long Waves in the Area of Cape Svobodny (South-Eastern Part of Sakhalin Island) During the Passage of Cyclones, *Russian Journal of Earth Sciences*, 23(3), ES3003, <https://doi.org/10.2205/2023es000852>.

- Leontiev, I. O. (1980), On the possibility of forecasting a wave set-up in a surf zone with an arbitrary bottom profile, *Oceanology*, 20(2), 290–299.
- Longuet-Higgins, M. S., and R. W. Stewart (1962), Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf beats', *Journal of Fluid Mechanics*, 13(4), 481–504, <https://doi.org/10.1017/S0022112062000877>.
- Longuet-Higgins, M. S., and R. W. Stewart (1964), Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications, *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 11(4), 529–562, [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(64\)90001-4](https://doi.org/10.1016/0011-7471(64)90001-4).
- Morozov, E. G., D. I. Frey, A. A. Polukhin, V. A. Krechik, et al. (2020), Mesoscale Variability of the Ocean in the Northern Part of the Weddell Sea, *Oceanology*, 60(5), 573–588, <https://doi.org/10.1134/S0001437020050173>.
- Osborne, A. R. (2002), Nonlinear Ocean Wave and the Inverse Scattering Transform, in *Scattering*, pp. 637–666, Elsevier, <https://doi.org/10.1016/B978-012613760-6/50033-4>.
- Parker, B. B. (2007), *Tidal analysis and prediction*, NOAA, NOS Center for Operational Oceanographic Products and Services, Silver Spring (Maryland), <https://doi.org/10.25607/OBP-191>.
- Plekhanov, F. A., and D. P. Kovalev (2016), The complex program of processing and analysis of time-series data of sea level on the basis of author's algorithms, *Geoinformatika*, 1, 44–53 (in Russian).
- Ponte, R. M. (2006), Low-Frequency Sea Level Variability and the Inverted Barometer Effect, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(4), 619–629, <https://doi.org/10.1175/JTECH1864.1>.
- Pérez Gómez, B., I. Vilibić, J. Šepić, I. Međugorac, et al. (2022), Coastal sea level monitoring in the Mediterranean and Black seas, *Ocean Science*, 18(4), 997–1053, <https://doi.org/10.5194/os-18-997-2022>.
- Rabinovich, A. B. (1993), *Long waves of ocean gravity: trapped, resonance and radiation*, 325 pp., Hydrometeoizdat, St. Petersburg (in Russian).
- Raj, N., Z. Gharineiat, A. A. M. Ahmed, and Y. Stepanyants (2022), Assessment and Prediction of Sea Level Trend in the South Pacific Region, *Remote Sensing*, 14(4), 986, <https://doi.org/10.3390/rs14040986>.
- Squire, V. A., D. P. Kovalev, and P. D. Kovalev (2021a), Aspects of surface wave propagation with and without sea ice on the south-eastern shelf of Sakhalin Island, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 251, 107,227, <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107227>.
- Squire, V. A., P. D. Kovalev, D. P. Kovalev, and V. S. Zarochintsev (2021b), On the trapping of energy from storm surges on the coasts of the Sea of Okhotsk, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 250, 107,136, <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.107136>.
- Sudolsky, A. S. (1991), *Dynamic phenomena in reservoirs*, 262 pp., Hydrometeoizdat, Leningrad (in Russian).
- Timmerman, H. (1975), On the importance of atmospheric pressure gradients for the generation of external surges in the North Sea: With plates 5 and 6, *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 28(2), 62–71, <https://doi.org/10.1007/BF02232250>.
- Truccolo, E. C., D. Franco, and C. A. F. Schettini (2006), The low frequency sea level oscillations in the northern coast of Santa Catarina, Brazil, *Journal of Coastal Research*, SI 39, 547–552.
- Valentim, S. S., M. E. C. Bernardes, M. Dottori, and M. Cortezi (2013), Low-frequency physical variations in the coastal zone of Ubatuba, northern coast of São Paulo State, Brazil, *Brazilian Journal of Oceanography*, 61(3), 187–193, <https://doi.org/10.1590/S1679-87592013000300003>.
- Weather Schedule LLC (2023), Weather Schedule LLC, https://rp5.ru/Weather_in_Sakhalin (in Russian), (visited on 03/31/2023).
- Williams, S. J. (2013), Sea-Level Rise Implications for Coastal Regions, *Journal of Coastal Research*, 63, 184–196, <https://doi.org/10.2112/SI63-015.1>.
- Wunsch, C., and D. Stammer (1997), Atmospheric loading and the oceanic "inverted barometer" effect, *Reviews of Geophysics*, 35(1), 79–107, <https://doi.org/10.1029/96RG03037>.

ПРИРОДА ГРАВИТАЦИОННЫХ МИНИМУМОВ ЮЖНЕЕ ХРЕБТА 85° В. Д. (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА)

А. А. Булычев¹ , Е. П. Дубинин¹ , А. Н. Иваненко², О. В. Левченко² ,
И. А. Веклич², М. В. Коснырева^{*,1} , и А. А. Шайхуллина¹ ¹Московский государственный университет им. М. Ю. Ломоносова, Москва, Россия²Институт океанологии имени П. П. Ширшова, Российская академия наук, Москва, Россия* **Контакт:** Мария Владимировна Коснырева, m.kosnyreva@yandex.ru

Протяженный хребет 85° в. д. характеризуется областью пониженных значений аномального гравитационного поля меридионального простирания. Южнее, в районе 4° с. ш. и 3° ю. ш. выделяются два локальных гравитационных минимума, природа которых остается предметом дискуссий. В данной статье представлены результаты плотностного и магнитного моделирования по данным набортной съемки рейса SO258/2 И/С «Зонне». Комплексный анализ результатов моделирования с данными сейсмопрофилирования показал, что природа гравитационных минимумов связана с процессом серпентинизации пород, и изучаемые объекты не являются продолжением хребта 85° в. д.

Ключевые слова: Индийский океан, хребет 85° в. д., плотностное моделирование, магнитное моделирование.

Цитирование: Булычев, А. А., Е. П. Дубинин, А. Н. Иваненко, О. В. Левченко, И. А. Веклич, М. В. Коснырева, и А. А. Шайхуллина Природа гравитационных минимумов южнее хребта 85° в. д. (Центральная котловина Индийского океана) // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES3002. — DOI: 10.2205/2024es000884 — EDN: JFADKU

Введение

Северо-восток Индийского океана характеризуется чрезвычайно сложным тектоническим строением, отражающим историю его многоэтапной геодинамической эволюции с мела до настоящего времени. Такая разнообразная структура и эволюция региона связана с закрытием древнего океана Тетис, кинематическими перестройками системы спрединга, магматизмом и структурообразованием, связанными с деятельностью мантийных плюмов, дрейфом Индийской плиты и ее коллизией с Евразией. В результате всех этих процессов здесь сформировались разнообразные геологические структуры, выраженные различным образом в рельефе дна, структуре коры и потенциальных полях. Одними из наиболее загадочных из них остаются хребет 85° в. д. в Бенгальском заливе и область внутриплитных деформаций в Центральной котловине, природа которых до сих пор остается во многом дискуссионной. Их описанию и возможной природе посвящено множество публикаций, например: по хребту 85° в. д. [Curray and Munasinghe, 1991; Desa et al., 2013; Krishna, 2003; Krishna et al., 2014; Ramana et al., 1997] и по области внутриплитных деформаций [Вержбицкий и Левченко, 2002; Казьмин и Левченко, 1987; Левченко и Вержбицкий, 2002; Левченко и др., 1999; Bull and Scrutton, 1990; 1992; Chamot-Rooke et al., 1993; Delescluse and Chamot-Rooke, 2008; Geller et al., 1983; Krishna et al., 2009; 2002; Leger and Loudon, 1990; Loudon, 1995; Neprochnov et al., 1988; Stein et al., 1989; Weissel et al., 1980]. Детальный критический анализ опубликованных гипотез происхождения хребта 85° в. д. дается в статье Альтенбернда с соавторами [Altenbernd et al., 2020]. Различные аспекты геофизики и тектоники области внутриплитных деформаций подробно рассмотрены в специальной монографии

<https://elibrary.ru/jfadku>

Получено: 14 сентября 2023 г.

Принято: 4 декабря 2023 г.

Опубликовано: 11 июля 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

«Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin» [*Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin*, 1998].

Хотя хребет 85° в. д. попадает в область внутриплитных деформаций, обычно их рассматривают по отдельности. В данной статье рассматривается проблема природы двух локальных гравитационных минимумов, расположенных южнее хребта 85° в. д. (локальные минимумы 1 и 2 на [рис. 1б](#)).

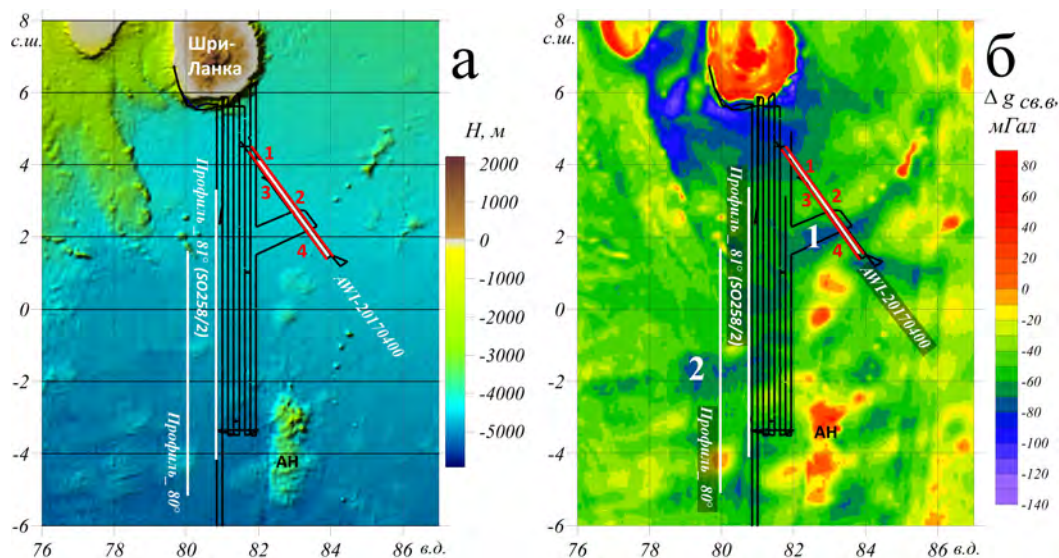


Рис. 1. Исследуемый район Центральной котловины Индийского океана. (а) Карта рельефа дна, построенная на основе спутниковой батиметрической карты [Smith and Sandwell, 1997], дополненной результатами батиметрической съемки с многолучевым эхолотом в рейсе SO258 И/С «Зонне» (2017) и 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» (2017) (б) Спутниковая карта поля силы тяжести в свободном воздухе [Sandwell et al., 2014], в которую инкорпорирован фрагмент набортной съемки в рейсе SO258/2 И/С «Зонне». Черные линии – профили рейса SO258/2 И/С «Зонне». Белые линии с белыми подписями – профили плотностного моделирования. Красные линии с цифрами фрагменты профилей магнитного моделирования. АН – поднятие Афанасия Никитина. Белые крупные цифры 1 и 2 – локальные гравитационные минимумы.

История обсуждения природы гравитационных минимумов довольно противоречивая. Вначале Liu, Ch.-Sh. et al. [1982] объединили эти локальные гравитационные минимумы с расположенной севернее большой меридиональной отрицательной гравитационной аномалией ([рис. 1б](#)), как выражение единого хребта 85° в. д. Позже Stein et al. [1989] усомнились в подобной интерпретации, и выявили, что, эти аномалии имеют отличную от хребта 85° в. д. природу. Они предположили, что тренд широтного простираения, является частью зоны внутриплитной деформации. Потом Curray, Munasinghe [1991] снова объединили обе аномалии в единое выражение хребта 85° в. д., как след горячей точки Крозе. И до недавнего времени именно эта точка зрения была основной [Desa et al., 2013; Krishna, 2003]. Затем исследователи снова усомнились в том, что это единая структура и сочли, что эти локальные отрицательные гравитационные аномалии имеют разные источники [Krishna et al., 2014]. Altenbernd et al. [2020] на основании результатов геофизических исследований, включавших глубинное сейсмическое зондирование, полученных в рейсе И/С «Зонне» (2017 г.), подтвердили, что хребет 85° в. д. в зоне первого гравитационного минимума не прослеживается. Они снова связали этот гравитационный минимум с внутриплитной деформацией индоокеанской литосферы и объяснили эту аномалию прогибом коры в результате деформации сжатия.

В данной статье приводятся результаты плотностного и магнитного моделирования, которые показывают роль вероятного процесса серпентинизации пород нижней коры и верхней мантии под влиянием мигрирующей вниз по разломам морской воды.

Дополнительно, для сравнения, выполнено моделирование для локального гравитационного минимума 2, периферия которого пересечена профилями набортной съемки рейса SO258-2 И/С «Зонне».

Фактические данные

Для исследования проблемы были использованы данные, полученные в рейсе SO258/2 И/С «Зонне» в 2017 году (рис. 1) [Левченко и Гесслер, 2019; Altenbernd et al., 2020], а также общедоступные глобальные цифровые модели: рельефа [Smith and Sandwell, 1997], гравитационного поля и его градиента [Sandwell et al., 2014] и мощности осадков [Левченко и др., 1993] и GlobSed V.3 [Straume et al., 2019].

Гравиметрические данные

На рис. 1б приведена карта аномалий поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе [Sandwell et al., 2014], в которую инкорпорирован фрагмент, построенный по данным набортной съемки в рейсе SO258/2 И/С «Зонне». Для создания карты по этим набортным данным рейса SO258/2 И/С «Зонне» был использован пакет программ Surfer.

Известно, что спутниковые гравитационные данные дают важную дополнительную информацию о неисследованных районах океанов. По оценке Тивари с соавторами точность данных достаточно высокая: 5–10 мГал [Tiwari et al., 2003]. Кроме этого, авторы показали высокую сходимость набортных и спутниковых данных по амплитуде и для длин волн более 20 км.

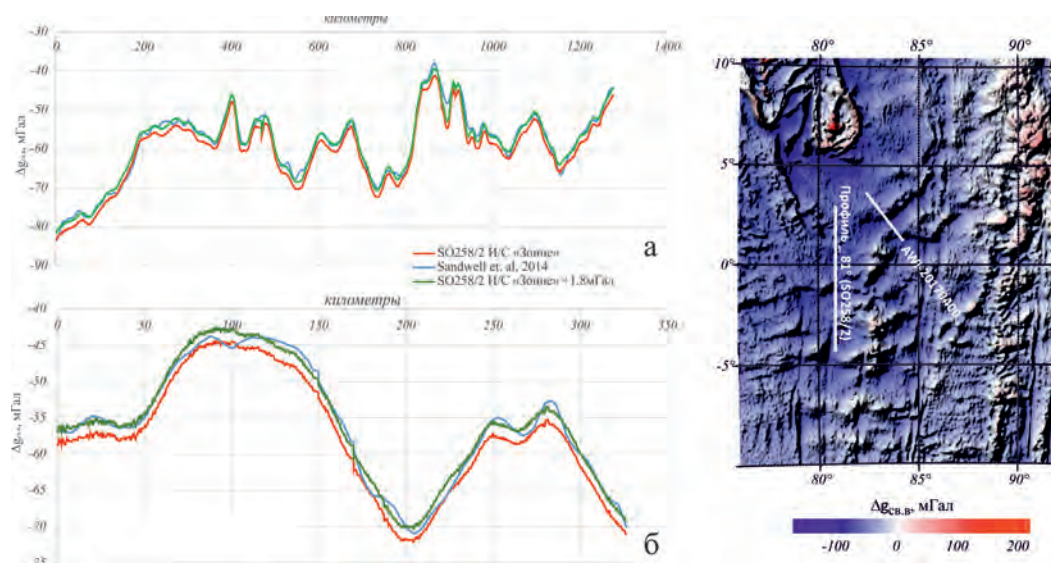


Рис. 2. Сравнительный анализ спутниковых данных [Sandwell et al., 2014] и набортных наблюдений рейса SO258/2 и положение профилей на спутниковой карте поля силы тяжести в свободном воздухе. (а) – профиль вдоль 81° в. д. (196, 195, 194 фрагменты рейса SO258/2); (б) – профиль AWI-20170400 (214, 215 фрагменты рейса SO258/2).

На рис. 2 приводятся примеры сравнения спутниковых [Sandwell et al., 2014] и набортных данных (рейс SO258/2 И/С «Зонне»). Сравнение выполнялось по 2 профилям: первый профиль, расположенный вдоль 81° в. д., был собран из 196, 195, 194 фрагментов рейса SO258/2; второй профиль, соответствующий сейсмическому профилю AWI-20170400, собран из 214 и 215 фрагментов рейса SO258/2. Для точного сопоставления данных, со спутниковой карты аномалий поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе [Sandwell et al., 2014] были сняты значения аномального поля в точках измерений набортной съемки.

Как видно из графиков, изображенных на рис. 2, наблюдается высокая сходимость как в низкочастотном, так и в высокочастотном диапазоне, однако выявлено небольшое

систематическое расхождение, составляющее 1,8 мГал. После введения данной поправки была рассчитана окончательная невязка, определенная как среднеквадратичное отклонение, которая составила $\pm 0,7$ мГал.

Таким образом, по результатам сравнительного анализа показано, что на исследуемом участке спутниковые данные и набортные наблюдения имеют очень высокую сходимоссть, а небольшое систематическое расхождение, по всей видимости, связано с методическими особенностями обработки данных. Все вышесказанное дало возможность на следующих этапах привлекать к интерпретации данные спутниковых наблюдений.

Магнитные данные

В исследованиях использованы данные, собранные в рейсе SO258/2 И/С «Зонне» по двум профилям СЗ-ЮВ простираения (рис. 3). Северный профиль AWI-20170400 отстоит от параллельного ему южного профиля на расстоянии около 20 км. Магнитная съемка на этих профилях состоит из 4-х фрагментов, по два для каждого профиля, причем для северного профиля эти сегменты перекрываются, а для нижнего нет, оставляя небольшой зазор (рис. 3)

Магнитные данные рейса SO258/2 И/С «Зонне» не содержат времени регистрации отсчетов поля, только дату. Поэтому время пришлось рассчитывать по количеству отсчетов до и после смены даты, исходя из предполагаемой скорости судна. Это исключило возможность оценить вероятную временную вариационную помеху. Кроме того, и навигационные, и магнитные данные загублены: первые – до 4-го десятичного знака у градусов (>10 м) и до 1 нТл у поля. Данные пришлось интерполировать гладким сплайном, чтобы избежать скачков при расчете производных – скорости по координатам и аналитического сигнала по полю.

При сопоставлении полученных по данным рейса SO258/2 И/С «Зонне» кривых аномального магнитного поля (синяя тонкая линия) с кривыми, снятыми с карты EMAG2v3 (красная линия) (рис. 4) стало очевидно, что имеются существенные отличия в первую очередь в уровнях аномального поля. Мы сочли возможным скорректировать эти данные, приблизив их средние уровни к средним уровням EMAG2v3 за счет добавления/исключения низкочастотного тренда в виде полинома 1-го порядка, для сегмента 3 – 2-го порядка, поскольку не уверены, что в данных рейса SO258/2 не присутствует низкочастотная вариационная помеха. В результате аномалии приобрели более «естественный» вид (черные линии на рис. 3 и 4), а их средние значения приблизились к 0. Кроме того, уровни аномального поля на ЮВ концах фрагментов 2 и 4 были согласованы с данными имеющейся здесь детальной магнитной съемки, выполненной ранее в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» (2017) [Веклич и др., 2020; Левченко и Шаповалов, 2019].

Результаты моделирования

Плотностное моделирование

Для выявления природы исследуемых гравитационных минимумов в пределах рассмотренных выше профилей (рис. 1а, б) было выполнено плотностное моделирование. Построение моделей проводилось в авторском программном комплексе TG-2 [Булычев и Зайцев, 2008], предназначенном для решения задач подбора гравитационного поля от структурно-плотностных разрезов, задаваемых в профильном варианте с возможностью аппроксимации разреза системой замкнутых многоугольников с постоянной плотностью.

Распределение плотности пород, слагающих океаническую кору и верхнюю мантию, при моделировании задавалось на основании общепринятого представления о возможном диапазоне ее изменения в каждом из слоев. На основании многолетнего опыта работы с региональными данными в этом регионе известно, что наибольшие вариации плотностей характерны для блоков верхней и нижней коры.

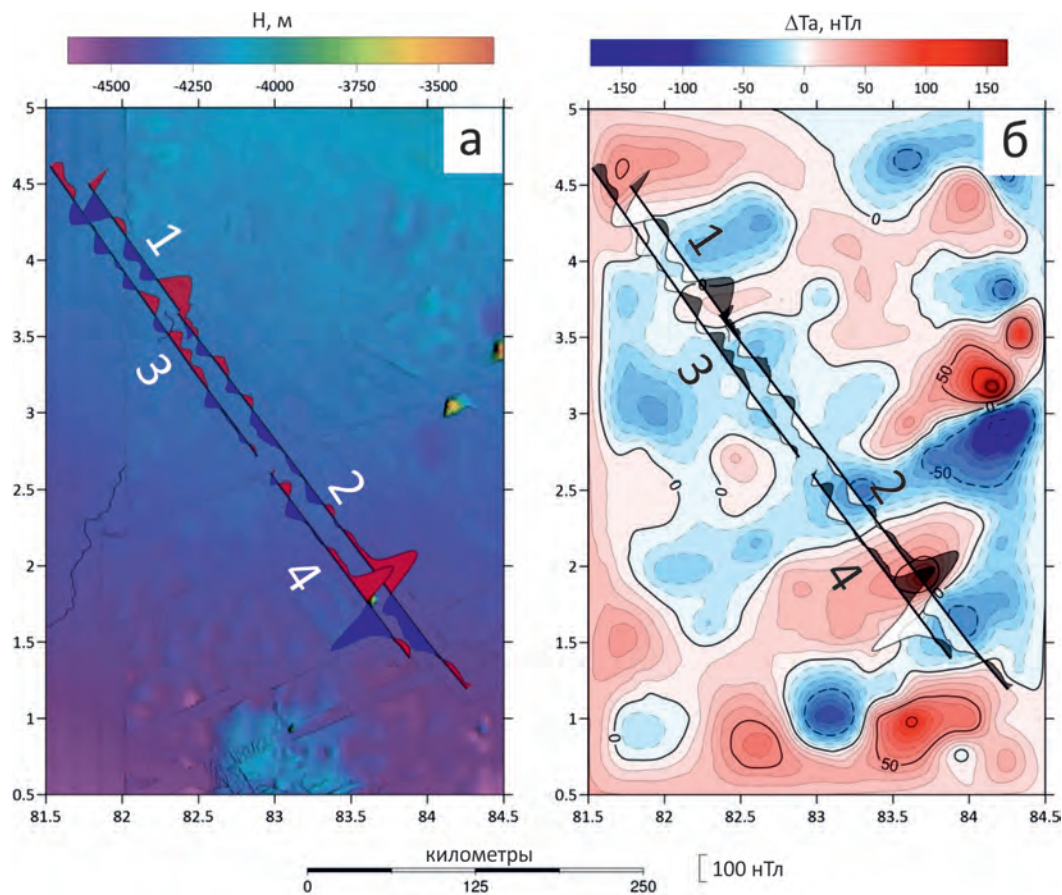


Рис. 3. (а) Карта рельефа дна области гравитационного минимума южнее хребта 85° в. д. по данным альтиметрии [Smith and Sandwell, 1997] с включением результатов многолучевой батиметрии рейса SO258/2 И/С «Зонне». (б) Карта аномального магнитного поля (АМП) по модели EMAG2v3 [Meyer et al., 2017]. На карты наложены графики АМП забортной магнитной съемки рейса SO258/2. Графики рассчитанного по модели IGRF-2020 [Alken et al., 2021] аномального магнитного поля приведены на рис. 4. Цифрами подписаны номера фрагментов профилей магнитного моделирования.

Профиль AWI-20170400 рейса SO258/2.

На рис. 5 приведена плотностная модель по профилю AWI-20170400 рейса SO258/2, который пересекает 1 гравитационный минимум. В качестве каркаса модели использованы результаты интерпретации детальных сейсмических данных по профилю AWI-20170400 рейса SO258/2 и результаты плотностного моделирования, представленные в работе Altenbernd et al. [2020]. Модель состоит из 8 слоев: 1 слой – водный, с плотностью 1,03 г/см³, 2–5 слои – осадочный чехол с плотностью, увеличивающейся с глубиной от 1,9 г/см³ до 2,4 г/см³, 6 слой – верхняя кора с постоянной плотностью 2,7 г/см³, 7 слой – нижняя кора с переменной плотностью 2,84 г/см³–2,87 г/см³, 8 слой – верхняя мантия с небольшими вариациями плотности 3,29 г/см³–3,33 г/см³.

Послойный анализ модели показал, что гравитационный минимум создается суммарным эффектом, который в первую очередь обусловлен разуплотнением в нижней части коры, и второстепенно с увеличением мощности осадочного чехла.

По результатам моделирования выявлено разуплотнение в нижней части коры, при незначительном увеличении мощности коры (глубины границы Мохо) и увеличенной мощности осадочного чехла.

Чтобы понять природу второго локального гравитационного минимума было выполнено моделирование вдоль меридиональных профилей, идущих по 81° в. д. и 80° в. д.

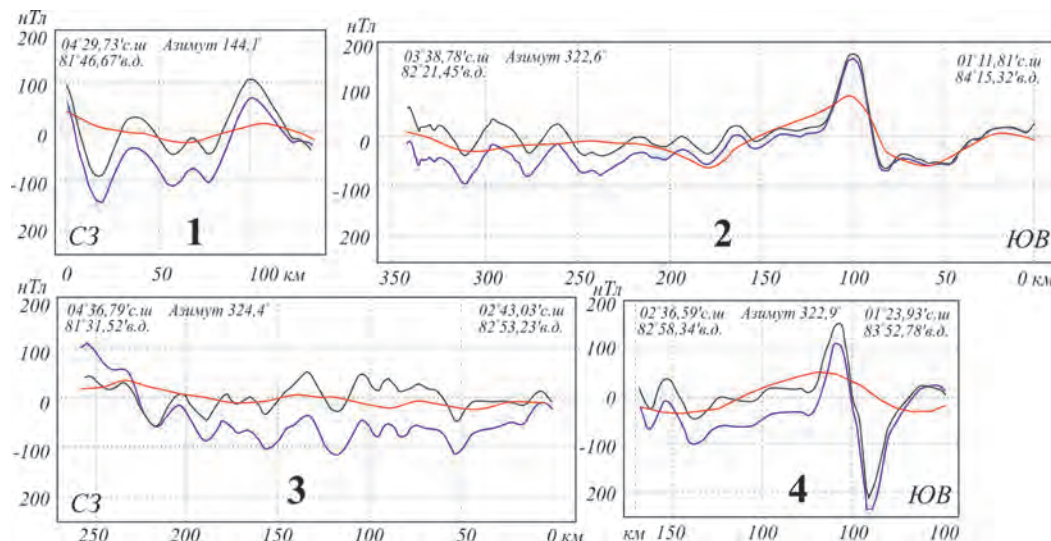


Рис. 4. Коррекция уровня АМП данных НИС Зонне. Красная кривая – АМП по EMAG2v3 [Meyer et al., 2017]; синяя – график АМП профильной съемки до коррекции; черная – поле после коррекции. Цифрами обозначены номера профилей.

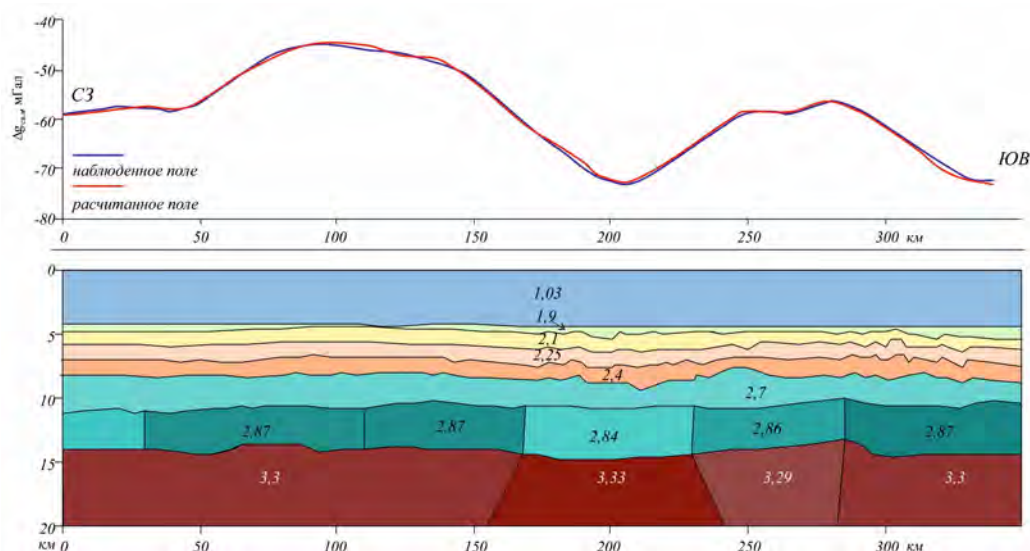


Рис. 5. Плотностная модель по профилю AWI-20170400 рейса SO258/2. 1 слой – водный, с плотностью 1,03 г/см³ (голубой цвет), 2–5 слои – осадочный чехол с плотностью, увеличивающейся с глубиной от 1,9 г/см³ до 2,4 г/см³ (зеленый, желтый, розовый, оранжевый), 6 слой – верхняя кора с постоянной плотностью 2,7 г/см³ (бирюзовый), 7 слой – нижняя кора с переменной плотностью 2,84 г/см³–2,87 г/см³ (темно-бирюзовый), 8 слой – мантия с небольшими вариациями плотности 3,29 г/см³–3,33 г/см³ (коричневый). Нижняя граница модели на глубине 30 км – горизонтальная (вне области представления модели).

Меридиональный профиль 1 рейса SO258/2 вдоль 81° в. д.

На рис. 6а приведены результаты плотностного моделирования вдоль меридионального профиля 81° в. д., протяженностью 800 км, пересекающего второй фрагмент исследуемого минимума. В силу отсутствия детальных сейсмических данных, исходный структурный каркас модели строился с привлечением общедоступных данных рельефа TOPEX [Smith and Sandwell, 1997] и мощности осадков [Левченко и др., 1993] и GlobSed V.3 [Straume et al., 2019].

Модель представлена 6 слоями со следующими характеристиками: 1 слой – водная толща с постоянной плотностью 1,03 г/см³, кровля которого соответствует среднему

уровню моря, а подошва детальному рельефу дна океана [Smith and Sandwell, 1997]. 2 слой – слой осадочных пород, подошва рассчитывалась с использованием модели GlobSed V.3 [Straume et al., 2019]. Этот слой так же задавался с постоянной плотностью 2,4 г/см³ – априорно среднее значение для осадочных пород исследуемого района. Океаническая кора представлена двумя слоями – верхняя кора со средней плотностью 2,7 г/см³ и нижняя кора с переменной плотностью 2,7 г/см³ – 2,9 г/см³. Подошва слоя определяется границей Мохоровичича (Мохо), глубина которой рассчитывалась с использованием следующей аналитической зависимости: $H_{\text{Мохо}} = 30 - 3,54 \cdot h$, где h – глубина рельефа дна (модель TOPEX) осредненная в окне 100 км. 4 слой – слой подкоровой литосферы с плотность 3,29–3,3 г/см³. Глубина подошвы литосферы определялась по аналитической зависимости «возраст дна – мощность литосферы» [Лукашевич и Приставакина, 1984; Müller et al., 2008]. Последний слой – астеносфера с постоянной плотностью 3,1 г/см³. Область моделирования ограничена горизонтальной границей на глубине 100 км.

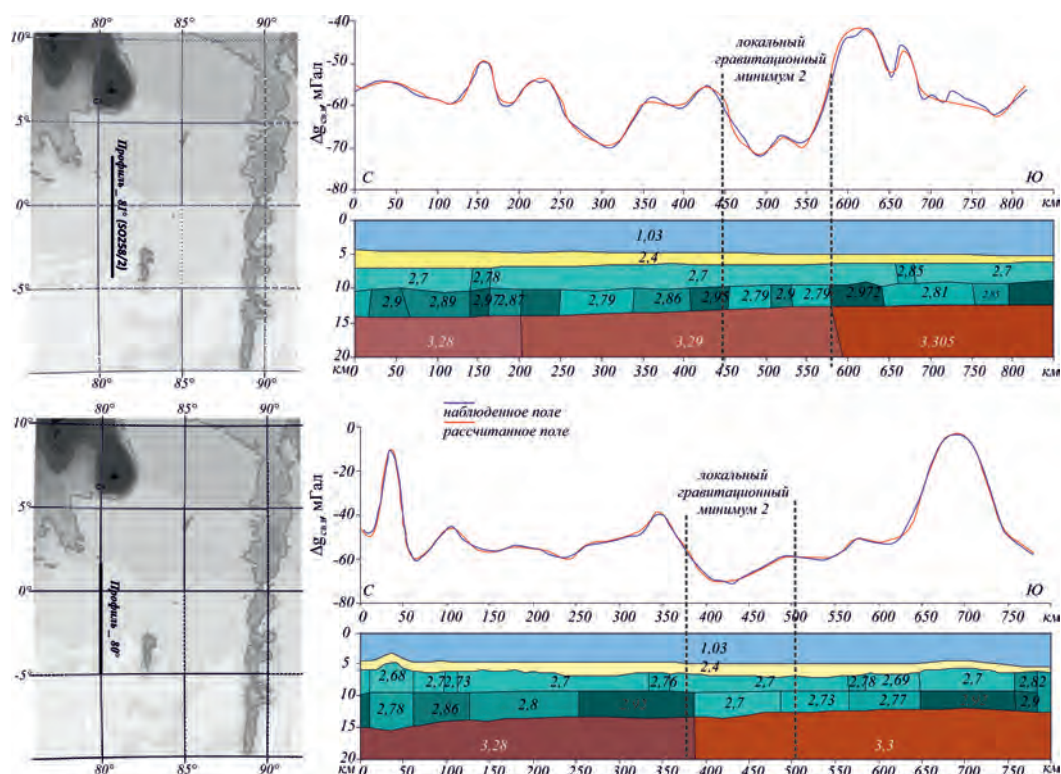


Рис. 6. а – Плотностная модель по меридиональному профилю 1 рейса SO258/2 вдоль 81° в. д. б – Плотностная модель по меридиональному профилю вдоль 80° в. д. Положение профилей показано на картах слева. 1 слой – водный, с плотностью 1,03 г/см³ (голубой цвет), 2 слой – осадочный чехол с плотностью 2,4 г/см³ (желтый), 3 слой – верхняя кора с переменной плотностью 2,7 г/см³ – 2,85 г/см³ (бирюзовый), 4 слой – нижняя кора с переменной плотностью 2,7 г/см³ – 2,87 г/см³ (темно-бирюзовый), 5 слой – мантия с небольшими вариациями плотности 3,285 г/см³ – 3,33 г/см³ (коричневый), 6 слой – астеносфера, с постоянной плотностью 3,1 г/см³ (вне области представления модели, на глубинах 75–85 км). Нижняя граница модели на глубине 100 км – горизонтальная (вне области представления модели).

По результатам моделирования показано, что в сравнении с моделью по профилю AWI-20170400, центральный и южный фрагменты минимума так же формируются разуплотнением в нижней части коры, но плотности блоков здесь еще ниже – 2,79 г/см³. Стоит также отметить, что в центральной части южного фрагмента также выявлен блок уплотненных пород (2,90 г/см³), выраженный в гравитационном поле локальным максимумом, амплитудой 5 мГал, что может свидетельствовать о более сложной тектонической обстановке в этой области.

Меридиональный профиль вдоль 80° в. д. по спутниковым данным

На рис. 4b приведена плотностная модель по меридиональному профилю вдоль ~80° в. д. от 2° с. ш. до 5° ю. ш., проходящая только через южный фрагмент минимума. Для данной модели использовалось поле силы тяжести в редукции в свободном воздухе [Sandwell et al., 2014]. Каркас модели строился аналогично модели профиля рейса SO258/2 вдоль 81° в. д.

В целом, по положению границ и разбросу плотностей модель очень схожа с предыдущей, однако в области минимума в нижней коре разуплотнение становится еще более выраженным и составляет 2,7 г/см³. Возможно, это связано с тем, что профиль захватывает только самый край рассматриваемой структуры.

Сравнительная характеристика структур рассматриваемого региона приведена в табл. 1. В таблице представлены результаты плотностного моделирования для секторов с разными типами литосферы. Для удобства выделены локальные минимумы 1 и 2 (рис. 1б), а также примыкающие с севера и юга секторы 1 и 2, соответственно, с океанической литосферой.

Таблица 1. Сравнительная характеристика локальных гравитационных минимумов по результатам плотностного моделирования (приведены экстремальные значения)

		Локальный минимум 1	Локальный минимум 2	Океаническая литосфера (сектор 1)	Океаническая литосфера (сектор 2)
Δg св. в., мГал		-60(-77)	-60(-70)	-40(-50)	-20(-55)
Δg Б, мГал		220-240	260-270	240-255	280-300
Осадки	Мощность, м	4400	1600-2000	1700-3800	1300-3900
	σ, г/см ³	1,90-2,40	2,40	1,90-2,40	1,90-2,40
Нижняя кора	Мощность, м	4000	3300-3900	3100-4000	2800-3300
	σ, г/см ³	2,82	2,70-2,79	2,86-2,95	2,86-2,97
Верхняя мантия	Глубина, м	14700	12800-13300	13400-14000	12000-13800
	σ, г/см ³	3,30	3,29-3,30	3,29-3,30	3,3-3,31

Подводя итог выполненному моделированию, можно сделать вывод, что для всех трех моделей гравитационный минимум можно объяснить разуплотнением в нижней части коры (табл. 1), однако принимая во внимание различную тектоническую обстановку в областях моделирования, породы здесь находятся в разной степени уплотнения.

Моделирование аномального магнитного поля

Для магнитного моделирования использованы данные съемки, полученные в рейсе SO258/2 И/С «Зонне» по двум профилям СЗ-ЮВ простираения (рис. 3). Их суммарная длина составляет 1280 км.

Для всех 4-х линейных фрагментов съемки было выполнено решение обратной задачи относительно распределения эффективной намагниченности (остаточной + индуктивной) в магнитоактивном слое океанической литосферы, результаты которого приведены на рис. 7.

Технология решения обратной задачи состоит в итерационном построении компактного контрастного распределения эффективной намагниченности на множестве эквивалентных по полю решений [Пальшин и др., 2020]. Для снижения неоднозначности решения этой задачи используется привлечение дополнительной априорной информации в виде ограничений на пределы изменения модуля и направления вектора намагниченности, задания близкой к реальной геометрии верхних и нижних кромок аномальных тел, определяемой посредством других геофизических методов и/или

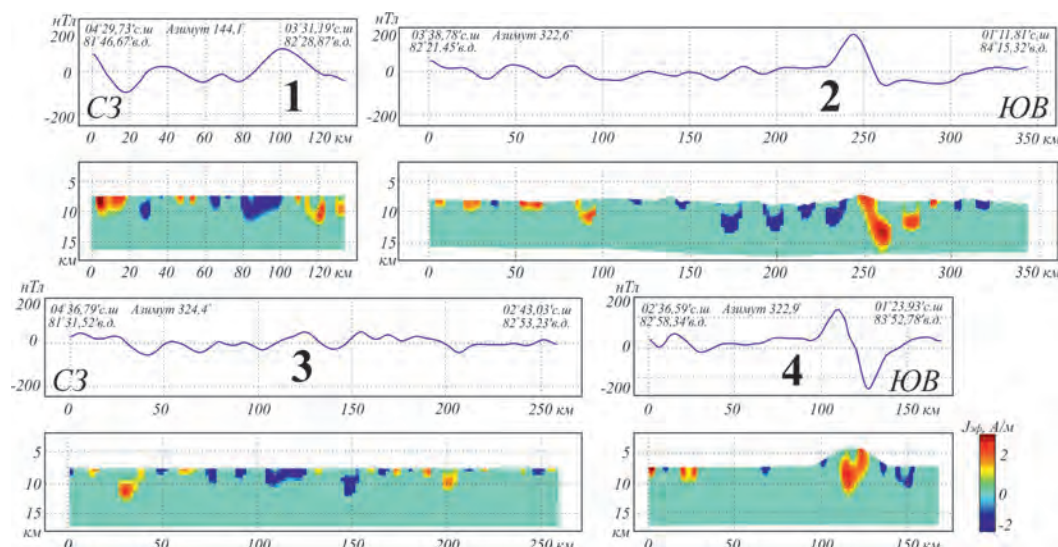


Рис. 7. Результаты решения обратной задачи относительно распределения эффективной намагниченности (остаточной + индуктивной) в магнитоактивном слое океанической литосферы по линейным фрагментам магнитной съемки в рейсе SO258/2 И/С «Зонне».

специальных способов интерпретации, таких как спектральный анализ, деконволюция Эйлера и т.п. Для фрагмента 3, для которого имеются надежные сейсмические данные рейса SO258/2 И/С «Зонне» [Altenbernd et al., 2020], верхняя кромка задавалась как граница фундамента, исходя из общепринятых представлений, что лежащие выше осадки практически не магнитные. Нижняя граница (нижняя кромка) области поиска аномальной намагниченности также задавалась согласовано с сейсмическими данными и соответствует границе Мохо, поскольку обычно эта граница совпадает или близка к изотерме Кюри, которая разделяет магнитоактивный слой и горячую немагнитную мантию [Wasilewski and Mayhew, 1992]. Для остальных профилей эти границы задавались согласно результатам спектрального анализа и поиска в скользящем окне сингулярных источников методом деконволюции Эйлера и нелинейного подбора простых источников по амплитуде и аналитическому сигналу аномалий.

На представленных схемах подбора эффективной намагниченности (рис. 7) в крайней ЮВ части профилей отчетливо выделяется северная из двух частично погребенных под осадками вулканических структур, детально исследованных в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» [Веклич и др., 2020]. Фрагмент 4 пересекает ее прямо через центр, фрагмент 2 проходит через ее северо-восточный склон. Данные рейсов И/С «Зонне» и НИС «Академик Борис Петров» для этой части хорошо согласуются, поэтому все они были объединены для построения улучшенной карты аномального магнитного поля над этими структурами. По объединенным данным методами 3D анализа

[Пальшин и др., 2020] удалось устойчиво оценить направление намагниченности этого вулканического объекта – угол наклонения составил от -57° до -61.5° , что соответствует палеошироте его образования $38^\circ-42.5^\circ$ ю. ш. Согласно последним палеорекострукциям для этой части Индийского океана [Desa et al., 2013] юго-восточные концы обоих профилей расположены близко к изохроне 121 млн лет (аномалия M0), ось спрединга при этом располагалась примерно на 60° ю. ш. Это позволяет нам заключить, что вулкан был образован на фланге СОХ позднее подстилающей литосферы примерно 40 млн лет назад (разница палеоширот 20° при скорости северного дрейфа 0.5° за млн лет дает эту оценку).

Модель реконструкции для 121 млн лет (M0) была получена путем вращения Индии вместе со Шри-Ланкой относительно Антарктиды [Desa et al., 2013]. Эта модель показывает, что зоны разломов Индии и Шри-Ланки дополняют зоны разломов Восточной Антарктиды, подразумевая, что они представляют собой линии течения, описываю-

щие движение между этими двумя плитами. Изохрон M0, выведенный у Шри-Ланки и восточного побережья Индии, довольно хорошо совпадает с таковым у Восточной Антарктиды. При построении моделей направление намагниченности, согласно изложенным выше соображениям, было принято равным -74° , что соответствует палеошироте 60° ю. ш., где и происходило, как считает большинство современных исследователей [Desa et al., 2006; Desa and Ramana, 2016; Neprochnov et al., 1988] образование спрединговой коры.

На обоих профилях СЗ-ЮВ простираения рейса SO258/2 частично погребенной вулканической структуры на ЮВ концах профилей в распределении намагниченности отчетливо выделяется зона повышенных положительных значений до 3 А/м, пространственно совпадающая с (погребенной) постройкой вулкана и областью под ним, распространяясь в глубину вплоть до 13 км. Поскольку по данным 42 рейса АБП в 45 и 110 км юго-западнее расположены еще как минимум две подобные частично погребенные структуры, лежащие на одной линии СВ простираения (совпадающего, с простираением идентифицированных здесь мезозойских линейных магнитных аномалий [Desa et al., 2006]), естественно предположить, что эти вулканические структуры приурочены к разлому, параллельному древней оси спрединга.

Важной особенностью, восстановленной в магнитоактивном слое намагниченности, является наличие довольно протяженных (15–20 км в ширину) мощных (до 3,5 км) и намагниченных с обратной полярностью блоков, залегающих ниже поверхности фундамента, нижняя граница некоторых из них достигает глубины 12–14 км, располагаясь внутри слоя 3, согласно результатам плотностного моделирования и сейсмическим данным (рис. 5 и 3). Особенно четко эти особенности проявляются на фрагменте 2, совпадающем с сейсмическим профилем AWI-20170400, на котором присутствует выраженная гравитационная отрицательная аномалия, к которой и приурочены 4 отрицательно намагниченных блока размером ~ 20 км \times 3 км, расположенные существенно ниже фундамента. Отрицательную намагниченность выделенных блоков в отсутствие выделяемых в этой зоне линейных магнитных аномалий можно объяснить временем образования вторичной химической намагниченности при серпентинизации – оно приходится на эпоху обратной магнитной полярности, т.е. этот процесс происходил не ранее 0,7 млн лет назад.

Проведенное плотностное моделирование показало наличие в этом месте в нижней части коры области пониженной плотности со значениями около $2,84$ г/м³, что соответствует плотности в том числе и серпентинизированных габброидов и перидотитов (или мантийных пород). Принимая во внимание хорошую корреляцию разуплотненного блока с блоками отрицательной намагниченности и отчетливо выделяемыми по сейсмическим данным разломам [Bull and Scrutton, 1990; 1992; Chamot-Rooke et al., 1993], можно предположить, что гравитационный минимум обусловлен разуплотнением нижней коры в результате серпентинизации из-за миграции вниз морской воды по разломам, которые образовались при известной внутриплитной деформации. Аналогичные, с близкими характеристиками, но единичные изолированные блоки с отрицательной намагниченностью присутствуют и на северо-западных концах профилей (рис. 8). Это позволяет интерпретировать их как проявление здесь описанного выше процесса серпентинизации.

Обсуждение результатов и выводы

На рис. 8 приведена обобщенная модель по профилю AWI-20170400 рейса SO258/2, проходящего через локальный гравитационный минимум 1. Хорошо видно корреляцию разуплотненного блока с блоками отрицательной намагниченности и выделяемыми по данным сейсмопрофилирования разломами.

Следует отметить, что гравитационный минимум 1 (рис. 1б, 8) находится в полосе СВ-ЮЗ простираения, маркирующей границу глобальной перестройки системы спрединга в Индийском океане в позднем мелу [Desa et al., 2006]. Он расположен на стыке фрагментов океанической коры, образованной на разных спрединговых хребтах, что

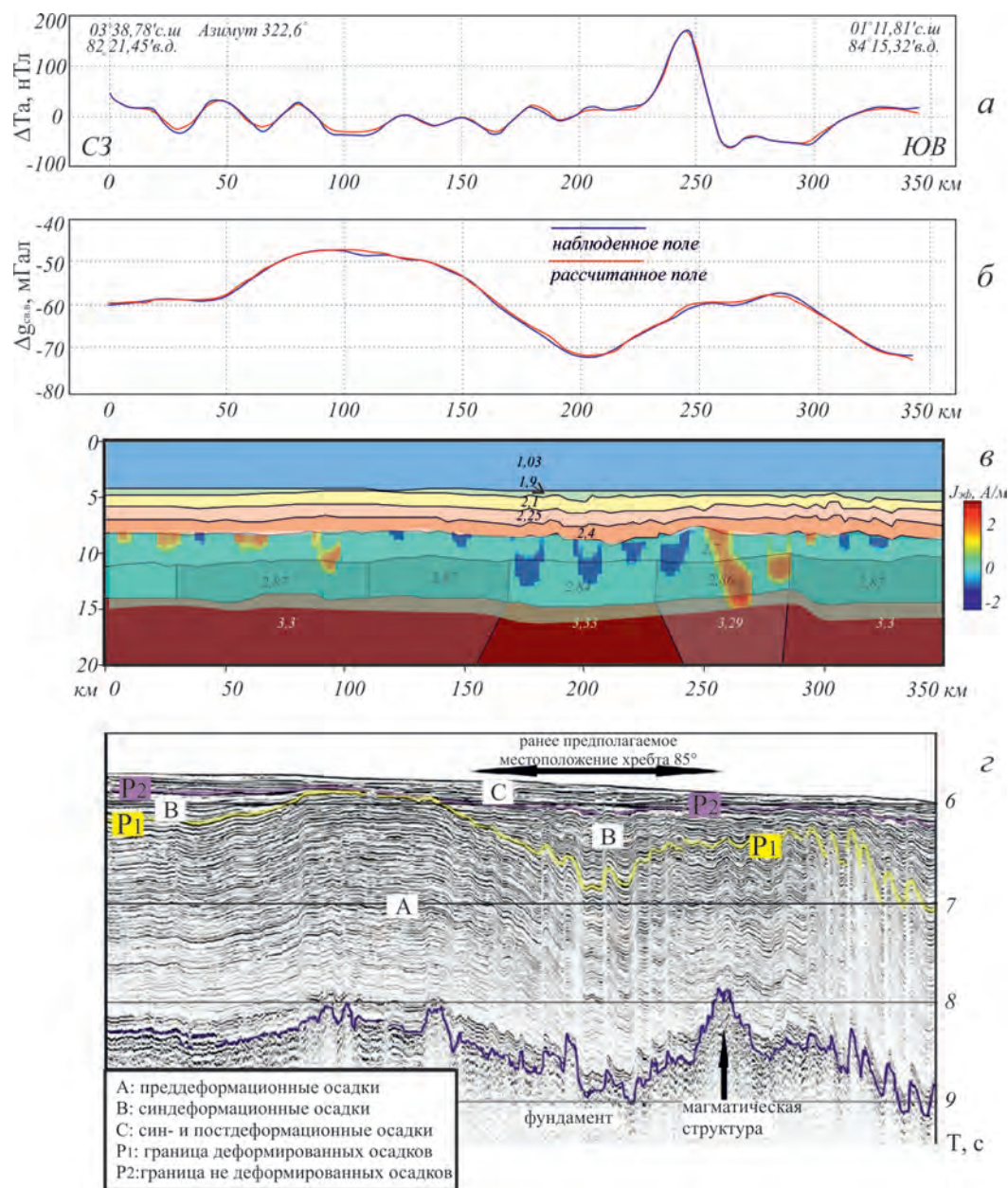


Рис. 8. Профиль AWI-20170400 рейса SO258/2. Графики аномального магнитного поля (а) и поля силы тяжести в свободном воздухе (б); плотностная модель (цифрами на модели показаны значения плотности в $г/см^3$) с включением фрагментов магнитоактивного слоя (в), разрез многоканального сейсмопрофилирования [Altenbernd et al., 2020] (г).

отражается в различном простирании линейных магнитных аномалий и структурном плане коры, контактирующих по этой границе [Altenbernd et al., 2020]. Различные направления спрединга хорошо видны в контрастных ориентациях разломов СЗ-ЮВ и меридионального простирания. Это изменение спрединга произошло примерно 100 млн лет назад [Desa and Ramana, 2016] и, по-видимому, сформировало линию контрастирующей структурной реакции. По сути, эта граница представляет собой псевдоразлом или шовную зону, разделяющую разновозрастные блоки литосферы. Такие структуры могут образовываться при формировании нового спредингового хребта и его пропегейтинге в пределы старой океанической литосферы или при эволюции тройных соединений [Дубинин и Ушаков, 2001]. В любом случае при переходе от рифтинга на старой океанической литосфере к спредингу и аккреции коры на новом хребте обязательно будет стадия с условиями благоприятными, для серпетинизации (наличие благоприятного

температурного интервала, трещиноватости для проникновения воды и мантийных пород). Такие условия нередко отмечаются в трансформных разломах [Дубинин, 1987]. При этом возможно формирование серпентинитовых протрузий, которые, в зависимости от степени серпентинизации, могут формировать поднятия и впадины. Однако это не исключает последующую деформацию слоев коры, вызванную коллизией Индии и Евразии. На это, в частности указывает деформация осадочного слоя и фундамента вдоль сейсмического профиля AWI-20170400, представленного на рис. 8г.

Кроме того, земная кора в юго-восточной части профиля AWI-20170400, образованная меридиональным спредингом, более сильно нарушена разломами, чем далее на северо-запад, в то время как амплитуды складок равны по всему профилю [Altenbernd et al., 2020]. Это может быть связано с ориентацией уже существовавших в коре сбросов, образованных в спрединговом центре. Широтные разломы в более молодой океанической коре более благоприятны к реактивации при субмеридиональном сжатии в миоцене, чем их более древние разломы ЮЗ-СВ простирания на севере. Другой причиной может быть то, что, в зависимости от контрастов скорости спрединга и поступления расплава, широтные разломы на более молодом морском дне могут быть более многочисленными и близко расположенными, чем разломы ЮЗ-СВ простирания далее на север. Т.е. позднемиоценовая внутриплитная деформация в этой ослабленной зоне могла быть более интенсивной, что обусловило более сильную трещиноватость коры в этом месте.

Именно это наблюдается в Центральной котловине Индийского океана. Ранее сообщалось о серпентинитовом диапире в обширной впадине в Центральной котловине в районе $\sim 2^{\circ}40'$ с. ш. и 81° в. д., которая образовалась в процессе известной уникальной внутриплитной деформации [Krishna et al., 2002]. Этот диапир находится восточнее нашего локального гравитационного минимума 1 примерно на той же широте в прогибе фундамента, характеризующемся гравитационным минимумом 20 мГал. Кришна и др. [Krishna et al., 2002] предположили, что этот прогиб образовался в фундаменте под действием доминировавшего здесь сильного горизонтального сжатия. Из-за избыточной мощности осадков над ним внутри фундамента создавались неравномерные нагрузочные напряжения, которые способствовали нестабильности с образованием диапировой структуры. Эти предположения основаны на известных моделях существования слоя серпентинита ниже подошвы земной коры вблизи срединно-океанического хребта, который становится частью литосферы и отодвигается как единое целое в результате спрединга. Согласно концепции двухъярусной тектоники плит полупластичный серпентинитовый слой играет важную роль для Индийской плиты в конкретной коллизионной обстановке [Лобковский, 1988].

Фактические данные ГСЗ выявили внутри нижнего слоя коры области внутриплитной деформации зоны пониженных сейсмических скоростей, сложенные низкоплотностными породами [Curray et al., 1982; Loudon, 1995]. Loudon [1995] объяснял происхождение таких областей серпентинизацией оливина в габбро. Зарегистрированные более высокие скорости вблизи основания слоя 3 океанической коры [Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin, 1998; Leger and Loudon, 1990; Neprochnov et al., 1988] свидетельствуют о существовании серпентинизированных перидотитов в качестве базального слоя в Центральной котловине [Krishna et al., 2002].

Геомагнитные исследования в Мировом океане и петромагнитные изучения океанической литосферы свидетельствуют о значительном вкладе, который вносят в аномальное магнитное поле океана глубинные источники, связанные с серпентинитовыми массивами, образующимися в результате гидратации океанской водой гипербазитов верхней мантии. Непосредственная связь аномалий магнитного поля с серпентинитовым слоем океанической коры зафиксирована в зоне внутриплитной деформации в Центральной котловине [Городницкий и др., 2017]. Магнитное моделирование предполагает, что повышенные аномалии магнитного поля в этой зоне связаны с серпентинитовым нижним слоем коры [Городницкий и Брусилловский, 1996]. Эти авторы показали так-

же, что магнитные аномалии здесь могут создавать узкие протрузии серпентинитов, с которыми связаны локальные тепловые аномалии.

Тепловой поток в зоне внутриплитной деформации в Центральной котловине Индийского океана в среднем на 30 мВт/м² выше теоретического значения 55 мВт/м², прогнозируемого для остывания океанской литосферы мелового возраста. При этом специальные исследования выявили сильную латеральную изменчивость наблюдаемого поверхностного теплового потока в диапазоне от 45 до 200 мВт/м², максимальные значения чередуются с фоновыми [Geller et al., 1983]. Эта пестрота измеренных значений свидетельствует об отсутствии единого глубинного источника дополнительного тепла [Геофизические поля и строение дна океанических котловин, 1990]. Гидротермальный конвективный вынос тепла обусловлен циркуляцией флюидов по многочисленным разломам зоны внутриплитной деформации [Williams, 1990]. Предполагали два потенциальных тектонических механизма разогрева, активированных во время деформации: превращение энергии трения в тепло вдоль глубоко укоренившихся взбросов [Geller et al., 1983; Weissel et al., 1980] или, в рамках двухъярусной тектоники плит, диссипативный разогрев вследствие проскальзывания мантийной части литосферы по ослабленному реологически серпентинитовому слою [Лобковский, 1988]. Позже Вержбицкий, Лобковский [1993] предположили, что требуемый неглубокий источник дополнительного тепла может быть связан с экзотермической серпентинизацией мантийных перидотитов. Количественная проверка подтвердила, что именно экзотермическая модель серпентинизации, а не модель диссипативного разогрева из-за трения является единственным процессом, ответственным за высокий тепловой поток в зоне внутриплитной деформации в Центральной котловине Индийского океана

Ранее по данным геомагнитных, гравиметрических и сейсмических исследований в области внутриплитных деформаций Центральной котловины Индийского океана в нижнем ярусе океанической коры был установлен слой мощностью 2–5 км со скоростями продольных волн 7,2–7,6 км/с, являющийся также зоной пониженной плотности пород, что по физическим параметрам соответствует серпентинитам [Непрочнов и др., 1990]. Выполненное гравитационное моделирование подтвердило пониженную плотностную неоднородность в нижней коре – верхней мантии для исследуемых локальных гравитационных минимумов. Снижение плотности пород может быть связано с процессом серпентинизации в результате циркуляции флюидов в разломах. Это следует также из магнитного моделирования. Основную роль играет тот факт, что гравитационный минимум совпадает с глобальной шовной зоной, разделяющей две спрединговые системы СВ-ЮЗ к северу от нее и С-Ю к югу. Последующая внутриплитная деформация также могла способствовать этому процессу.

Возможный вклад процессов серпентинизации в формирование общего структурного плана области внутриплитной деформации в Центральной котловине Индийского океана и их связь с наблюдаемыми здесь структурными особенностями и геофизическими аномалиями отмечался многими исследователями [например, Вержбицкий и Лобковский, 1993; Левченко и Вержбицкий, 2002; Chamot-Rooke et al., 1993; Delescluse and Chamot-Rooke, 2008; Krishna et al., 2002; Loudon, 1995]. Так некоторые особенности структурного рисунка участка котловины в районе разлома Индира, закартированного по результатам детального непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), нельзя объяснить простыми тектоническими механизмами. Здесь тектонические блоки с конформной деформацией осадочного чехла и фундамента соседствуют с выступами фундамента, которые могут быть серпентинитовыми протрузиями внутри покрывающих осадков [Левченко и Вержбицкий, 2002]. Увеличение эффективной намагниченности магнитоактивного слоя в районе разлома Индира связывали с серпентинизацией пород верхней мантии в активизированной зоне этого палеотрансформа [Матвеев и Брусиловский, 1999]. Высокий тепловой поток в области внутриплитной деформации на севере Центральной котловины может быть свидетельством серпентинизации пород нижней коры – верхней мантии [Вержбицкий и Лобковский, 1993; Delescluse and Chamot-Rooke, 2008].

Сложное строение зоны внутриплитной деформации в Центральной котловине обусловлено развитием здесь многочисленных разломов, включая глубинные, которые на разрезах многоканального сейсмопрофилирования прослеживаются глубоко под фундаментом в океанической коре и под Мохо на глубину 8–15 км [Bull and Scrutton, 1990; 1992]. К глубинным разломам приурочены многие месторождения углеводородов в пределах акваторий Мирового океана. Одним из источников поступления углеводородов в этих месторождениях могла быть серпентинизация пород верхней мантии придонной морской водой и межпоровыми растворами осадков. Северная часть Центральной котловины Индийского океана является перспективной для аккумуляции углеводородов и может рассматриваться как потенциальный нефтегазоносный район. Предполагаемая здесь серпентинизация пород нижней коры – верхней мантии, сопровождаемая гидротермальной активностью, наличие мощного осадочного чехла, длительный процесс тектонической деформации последние 7–8 млн. лет создают необходимые условия для образования крупных скоплений углеводородов не только в результате глубинного преобразования осадков, но и под влиянием гидротерм. На сейсмическом разрезе здесь зарегистрирована акустическая аномалия типа «яркого пятна» (bright spot), которые обычно развиты в районах месторождений углеводородов [Левченко и др., 2011].

Таким образом, на основании проведенного анализа аномальных гравитационных и магнитных полей, а также, сопоставления полученных плотностных и магнитных моделей с результатами непрерывного сейсмического профилирования можно сделать вывод, что гравитационные минимумы обусловлены разуплотнением нижней коры в результате серпентинизации из-за миграции вниз морской воды по разломам, которые образовались при известной внутриплитной деформации.

Благодарности. Авторы выражают благодарность начальнику рейса SO258/2 И/С «Зонне» В. Гесслеру за полученные гравитационные и магнитные данные. Данная работа выполнена в рамках государственного задания: тема №0128-2021-0005 (О. В. Левченко, А. Н. Иваненко, И. А. Веклич), и в рамках проекта «Геофизические исследования и разработка новых геофизических технологий при решении фундаментальных и прикладных задач геологии, геоэкологии и геоэнергетики», номер договора 5-15-2021, номер ЦИТИС: 121042200088-6 (А. А. Булычев, Е. П. Дубинин, М. В. Коснырева, А. А. Шайхуллина)



Список литературы

- Булычев А. А., Гигод Д. А., Кривошея К. В. Построение трехмерной плотностной модели литосферы океанов по полю высот геоида // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2002. — № 2. — С. 40–47.
- Булычев А. А., Зайцев А. Н. Программа для интерактивного двухмерного подбора плотностной среды по аномальному гравитационному полю Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. No 2008611947. Выдано 18.04.2008. — 2008.
- Веклич И. А., Иваненко А. Н., Левченко О. В. Аномальное магнитное поле ΔT_a экваториальной части Индийского океана (съемка на полигонах) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. — 2020. — Т. 45, № 1. — С. 17–37. — DOI: [10.31431/1816-5524-2020-1-45-17-37](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-1-45-17-37).
- Вержбицкий Е. В., Левченко О. В. Детальная структура области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана (результаты исследований на трех полигонах) // Геотектоника. — 2002. — № 6. — С. 77–94.
- Вержбицкий Е. В., Лобковский Л. И. Аномальный геотермический режим Центральной и Аравийской котловин Индийского океана // Физика Земли. — 1993. — № 11. — С. 16–26.
- Геофизические поля и строение дна океанических котловин / под ред. Ю. П. Непрочнов. — Москва : Наука, 1990. — 220 с.
- Городницкий А. М., Брусиловский Ю. В. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры в зонах асейсмичных хребтов и внутриплитовой дислокации // Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. — Москва : ВНИРО, 1996. — С. 203–241.
- Городницкий А. М., Брусиловский Ю. В., Иваненко А. Н. и др. Гидратация океанической литосферы и магнитное поле океана // Геофизические исследования. — 2017. — Т. 18, № 4. — С. 32–49. — DOI: [10.21455/gr2017-4-3](https://doi.org/10.21455/gr2017-4-3).

- Дубинин Е. П. Трансформные разломы океанической литосферы: геодинамический анализ. — Москва : МГУ, 1987. — 179 с.
- Дубинин Е. П., Ушаков С. А. Океанический рифтогенез. — Москва : ГЕОС, 2001. — 293 с.
- Казьмин В. Г., Левченко О. В. Современные деформации индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. — Москва : Наука, 1987. — С. 159–175.
- Левченко О. В., Вержбицкий В. Е. Разноранговые структуры сжатия и сдвиги в зоне внутриплитных деформаций Индоокеанской литосферы // Океанология. — 2002. — Т. 42, № 6. — С. 902–913.
- Левченко О. В., Гесслер В. Геофизические исследования в восточной части Индийского океана в рейсе SO258/2 научно-исследовательского судна «Зонне» (Германия) // Океанология. — 2019. — Т. 59, № 3. — С. 513–516. — DOI: [10.31857/s0030-1574593513-516](https://doi.org/10.31857/s0030-1574593513-516).
- Левченко О. В., Евсюков Ю. Д., Милановский В. Е. Детальные исследования морфологии внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана // Океанология. — 1999. — Т. 39, № 1. — С. 121–132.
- Левченко О. В., Матвеевков В. В., Волокитина Л. П. Потенциальный механизм формирования залежей углеводородов в области внутриплитовой деформации индоокеанской литосферы // Океанология. — 2011. — Т. 51, № 3. — С. 461–470.
- Левченко О. В., Милановский В. Е., Попов А. А. Мощность осадочного покрова северо-восточной части Индийского океана // Океанология. — 1993. — Т. 33, № 2. — С. 269–275.
- Левченко О. В., Шаповалов С. М. Возвращение российских океанологов в Индийский океан: мультидисциплинарные исследования в 42-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Борис Петров» // Океанология. — 2019. — Т. 59, № 1. — С. 181–183. — DOI: [10.31857/S0030-1574591181-183](https://doi.org/10.31857/S0030-1574591181-183).
- Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. — Москва : Наука, 1988. — 230 с.
- Лукашевич И. П., Приставакина Е. И. Плотностная модель верхней мантии под океанами // Физика Земли. — 1984. — № 2. — С. 103–107.
- Матвеевков В. В., Брусиловский Ю. В. Тектоническая эволюция поднятия Афанасия Никитина // Доклады Академии Наук. — 1999. — Т. 364, № 2. — С. 242–244.
- Непрочнов Ю. П., Левченко О. В., Кузьмин П. Н. Комплексная геолого-геофизическая характеристика океанских котловин // Геофизические поля и строение дна океанических котловин. — Москва : Наука, 1990. — С. 191–200.
- Пальшин Н. А., Иваненко А. Н., Алексеев Д. А. Неоднородное строение магнитоактивного слоя Курильской островной дуги // Геодинамика и тектонофизика. — 2020. — Т. 11, № 3. — С. 583–594. — DOI: [10.5800/GT-2020-11-3-0492](https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0492).
- Alken P., Thébault E., Beggan C. D., *et al.* International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // Earth, Planets and Space. — 2021. — Vol. 73, no. 1. — DOI: [10.1186/s40623-020-01288-x](https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x).
- Altenbernd T., Jokat W., Geissler W. The bent prolongation of the 85°E Ridge south of 5°N – Fact or fiction? // Tectonophysics. — 2020. — Vol. 785. — P. 228457. — DOI: [10.1016/j.tecto.2020.228457](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228457).
- Bull J. M., Scrutton R. A. Fault reactivation in the central Indian Ocean and the rheology of oceanic lithosphere // Nature. — 1990. — Vol. 344, no. 6269. — P. 855–858. — DOI: [10.1038/344855a0](https://doi.org/10.1038/344855a0).
- Bull J. M., Scrutton R. A. Seismic reflection images of intraplate deformation, central Indian Ocean, and their tectonic significance // Journal of the Geological Society. — 1992. — Vol. 149, no. 6. — P. 955–966. — DOI: [10.1144/gsjgs.149.6.0955](https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.6.0955).
- Chamot-Rooke N., Jestin F., Voogd B. de. Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile // Geology. — 1993. — Vol. 21, no. 11. — P. 1043. — DOI: [10.1130/0091-7613\(1993\)021<1043:ISITCI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<1043:ISITCI>2.3.CO;2).
- Curry J. R., Emmel F. J., Moore D. G., *et al.* Structure, Tectonics, and Geological History of the Northeastern Indian Ocean // The Ocean Basins and Margins. — Springer US, 1982. — P. 399–450. — DOI: [10.1007/978-1-4615-8038-6_9](https://doi.org/10.1007/978-1-4615-8038-6_9).
- Curry J. R., Munasinghe T. Origin of the Rajmahal Traps and the 85°E Ridge: Preliminary reconstructions of the trace of the Crozet hotspot // Geology. — 1991. — Vol. 19, no. 12. — P. 1237. — DOI: [10.1130/0091-7613\(1991\)019<1237:OOTRTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<1237:OOTRTA>2.3.CO;2).
- Delescluse M., Chamot-Rooke N. Serpentinization pulse in the actively deforming Central Indian Basin // Earth and Planetary Science Letters. — 2008. — Vol. 276, no. 1/2. — P. 140–151. — DOI: [10.1016/j.epsl.2008.09.017](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.017).
- Desa M., Ramana M. V., Ramprasad T. Seafloor spreading magnetic anomalies south off Sri Lanka // Marine Geology. — 2006. — Vol. 229, no. 3/4. — P. 227–240. — DOI: [10.1016/j.margeo.2006.03.006](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.03.006).

- Desa M. A., Ramana M. V. Middle Cretaceous geomagnetic field anomalies in the Eastern Indian Ocean and their implication to the tectonic evolution of the Bay of Bengal // *Marine Geology*. — 2016. — Vol. 382. — P. 111–121. — DOI: [10.1016/j.margeo.2016.10.002](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.002).
- Desa M. A., Ramana M. V., Ramprasad T., *et al.* Geophysical signatures over and around the northern segment of the 85°E Ridge, Mahanadi offshore, Eastern Continental Margin of India: Tectonic implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. — 2013. — Vol. 73. — P. 460–472. — DOI: [10.1016/j.jseaes.2013.05.021](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.05.021).
- Geller C. A., Weissel J. K., Anderson R. N. Heat transfer and intraplate deformation in the central Indian Ocean // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1983. — Vol. 88, B2. — P. 1018–1032. — DOI: [10.1029/jb088ib02p01018](https://doi.org/10.1029/jb088ib02p01018).
- Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin / ed. by Y. P. Neprochnov, R. D. Gopal, C. Subramaniyam, *et al.* — Bangalore : Geological society of India, 1998. — 250 p.
- Krishna K. S. Structure and evolution of the Afanasy Nikitin seamount, buried hills and 85°E Ridge in the northeastern Indian Ocean // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2003. — Vol. 209, no. 3/4. — P. 379–394. — DOI: [10.1016/S0012-821X\(03\)00081-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00081-5).
- Krishna K. S., Bull J. M., Ishizuka O., *et al.* Growth of the Afanasy Nikitin seamount and its relationship with the 85°E Ridge, northeastern Indian Ocean // *Journal of Earth System Science*. — 2014. — Vol. 123, no. 1. — P. 33–47. — DOI: [10.1007/s12040-013-0392-x](https://doi.org/10.1007/s12040-013-0392-x).
- Krishna K. S., Bull J. M., Scrutton R. A. Early (pre-8 Ma) fault activity and temporal strain accumulation in the central Indian Ocean // *Geology*. — 2009. — Vol. 37, no. 3. — P. 227–230. — DOI: [10.1130/G25265A.1](https://doi.org/10.1130/G25265A.1).
- Krishna K. S., Rao D. G., Neprochnov Y. P. Formation of diapiric structure in the deformation zone, central Indian Ocean: A model from gravity and seismic reflection data // *Journal of Earth System Science*. — 2002. — Vol. 111, no. 1. — P. 17–28. — DOI: [10.1007/BF02702219](https://doi.org/10.1007/BF02702219).
- Leger G. T., Loudon K. E. Seismic Refraction Measurements in the Central Indian Basin: Evidence for Crustal Thickening Related to Intraplate Deformation // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 116 Scientific Results*. — Ocean Drilling Program, 1990. — DOI: [10.2973/odp.proc.sr.116.156.1990](https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.116.156.1990).
- Liu, Ch.-Sh., Sandwell D. T., Curray J. R. The negative gravity field over the 85°E ridge // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1982. — Vol. 87, B9. — P. 7673–7686. — DOI: [10.1029/JB087iB09p07673](https://doi.org/10.1029/JB087iB09p07673).
- Loudon K. E. Variations in crustal structure related to intraplate deformation: evidence from seismic refraction and gravity profiles in the Central Indian Basin // *Geophysical Journal International*. — 1995. — Vol. 120, no. 2. — P. 375–392. — DOI: [10.1111/j.1365-246x.1995.tb01826.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1995.tb01826.x).
- Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). — 2017. — DOI: [10.7289/V5H70CVX](https://doi.org/10.7289/V5H70CVX).
- Müller R. D., Sdrolias M., Gaina C., *et al.* Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2008. — Vol. 9, no. 4. — DOI: [10.1029/2007gc001743](https://doi.org/10.1029/2007gc001743).
- Neprochnov Y. P., Levchenko O. V., Merklin L. R., *et al.* The structure and tectonics of the intraplate deformation area in the Indian Ocean // *Tectonophysics*. — 1988. — Vol. 156, no. 1/2. — P. 89–106. — DOI: [10.1016/0040-1951\(88\)90285-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90285-5).
- Ramana M. V., Subrahmanyam V., Chaubey A. K., *et al.* Structure and origin of the 85°E ridge // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1997. — Vol. 102, B8. — P. 17995–18012. — DOI: [10.1029/97JB00624](https://doi.org/10.1029/97JB00624).
- Sandwell D. T., Müller R. D., Smith W. H. F., *et al.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. — 2014. — Vol. 346, no. 6205. — P. 65–67. — DOI: [10.1126/science.1258213](https://doi.org/10.1126/science.1258213).
- Smith W. H. F., Sandwell D. T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // *Science*. — 1997. — Vol. 277, no. 5334. — P. 1956–1962. — DOI: [10.1126/science.277.5334.1956](https://doi.org/10.1126/science.277.5334.1956).
- Stein C. A., Cloetingh S., Wortel R. Seasat-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean // *Geophysical Research Letters*. — 1989. — Vol. 16, no. 8. — P. 823–826. — DOI: [10.1029/GL016i008p00823](https://doi.org/10.1029/GL016i008p00823).
- Straume E. O., Gaina C., Medvedev S., *et al.* GlobSed: Updated Total Sediment Thickness in the World's Oceans // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2019. — Vol. 20, no. 4. — P. 1756–1772. — DOI: [10.1029/2018GC008115](https://doi.org/10.1029/2018GC008115).
- Tiwari V. M., Diamant M., Singh S. C. Analysis of satellite gravity and bathymetry data over Ninety-East Ridge: Variation in the compensation mechanism and implication for emplacement process // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2003. — Vol. 108, B2. — DOI: [10.1029/2000JB000047](https://doi.org/10.1029/2000JB000047).
- Wasilewski P. J., Mayhew M. A. The moho as a magnetic boundary revisited // *Geophysical Research Letters*. — 1992. — Vol. 19, no. 22. — P. 2259–2262. — DOI: [10.1029/92GL01997](https://doi.org/10.1029/92GL01997).
- Weissel J. K., Anderson R. N., Geller C. A. Deformation of the Indo-Australian plate // *Nature*. — 1980. — Vol. 287, no. 5780. — P. 284–291. — DOI: [10.1038/287284a0](https://doi.org/10.1038/287284a0).
- Williams C. F. Hydrothermal Circulation and Intraplate Deformation: Constraints and Predictions from In-Situ Measurements and Mathematical Models. — Ocean Drilling Program, 1990. — DOI: [10.2973/odp.proc.sr.116.139.1990](https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.116.139.1990).

ORIGIN OF GRAVITY LOWS SOUTH OF THE 85°E RIDGE (CENTRAL BASIN OF THE INDIAN OCEAN)

A. A. Bulychev¹, E. P. Dubinin¹, A. N. Ivanenko², O. V. Levchenko²,
I. A. Veklich², M. V. Kosnyreva^{**1}, and A. A. Shaikhullina¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

****Correspondence to:** Mariya Kosnyreva, m.kosnyreva@yandex.ru

The 85°E Ridge associated by the free-air gravity low into a meridional orientation. However, there are two gravity lows south between of 4°N and 3°S the nature of which remains a subject of discussion. This article presents the results of density and magnetic modeling based on the data of the expedition SO258/2 with RV Sonne. An analysis of the modeling results with seismic data showed that the nature of gravity lows is associated with the process of serpentinization, and these lows are not a continuation of the 85°E Ridge.

Keywords: The Indian Ocean, The 85°E Ridge, density modeling, magnetic modeling.

Received: 14 September 2023

Accepted: 4 December 2024

Published: 11 July 2024

Citation: Bulychev, A. A., E. P. Dubinin, A. N. Ivanenko, O. V. Levchenko, I. A. Veklich, M. V. Kosnyreva, A. A. Shaikhullina (2024), Origin of Gravity Lows South of the 85°E Ridge (Central Basin of the Indian Ocean), *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3002, <https://doi.org/10.2205/2024ES000884> EDN: JFADKU



© 2024. The Authors.

References

- Alken P., bault E. T., Beggan C. D., *et al.* International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // *Earth, Planets and Space*. — 2021. — Vol. 73, no. 1. — DOI: [10.1186/s40623-020-01288-x](https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x).
- Altenbernd T., Jokat W., Geissler W. The bent prolongation of the 85°E Ridge south of 5°N - Fact or fiction? // *Tectonophysics*. — 2020. — Vol. 785. — P. 228457. — DOI: [10.1016/j.tecto.2020.228457](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228457).
- Bull J. M., Scrutton R. A. Fault reactivation in the central Indian Ocean and the rheology of oceanic lithosphere // *Nature*. — 1990. — Vol. 344, no. 6269. — P. 855–858. — DOI: [10.1038/344855a0](https://doi.org/10.1038/344855a0).
- Bull J. M., Scrutton R. A. Seismic reflection images of intraplate deformation, central Indian Ocean, and their tectonic significance // *Journal of the Geological Society*. — 1992. — Vol. 149, no. 6. — P. 955–966. — DOI: [10.1144/gsjgs.149.6.0955](https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.6.0955).
- Bulychev A. A., Gilod D. A., Krivosheya K. V. Construction of a three-dimensional density model of the oceanic lithosphere using the geoid height field // *Moscow University Bulletin. Series 4. Geology*. — 2002. — No. 2. — P. 40–47.
- Bulychev A. A., Zaitsev A. N. Program for interactive two-dimensional selection of a density medium based on an anomalous gravitational field Certificate of state registration of a computer program. No. 2008611947. Issued 04/18/2008. — 2008.
- Chamot-Rooke N., Jestin F., Voogd B. de. Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile // *Geology*. — 1993. — Vol. 21, no. 11. — P. 1043. — DOI: [10.1130/0091-7613\(1993\)021<1043:ISITCI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<1043:ISITCI>2.3.CO;2).
- Curray J. R., Emmel F. J., Moore D. G., *et al.* Structure, Tectonics, and Geological History of the Northeastern Indian Ocean // *The Ocean Basins and Margins*. — Springer US, 1982. — P. 399–450. — DOI: [10.1007/978-1-4615-8038-6_9](https://doi.org/10.1007/978-1-4615-8038-6_9).

- Curry J. R., Munasinghe T. Origin of the Rajmahal Traps and the 85°E Ridge: Preliminary reconstructions of the trace of the Crozet hotspot // *Geology*. — 1991. — Vol. 19, no. 12. — P. 1237. — DOI: [10.1130/0091-7613\(1991\)019<1237:OOTRTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<1237:OOTRTA>2.3.CO;2).
- Delescluse M., Chamot-Rooke N. Serpentinization pulse in the actively deforming Central Indian Basin // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2008. — Vol. 276, no. 1/2. — P. 140–151. — DOI: [10.1016/j.epsl.2008.09.017](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.017).
- Desa M., Ramana M. V., Ramprasad T. Seafloor spreading magnetic anomalies south off Sri Lanka // *Marine Geology*. — 2006. — Vol. 229, no. 3/4. — P. 227–240. — DOI: [10.1016/j.margeo.2006.03.006](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.03.006).
- Desa M. A., Ramana M. V. Middle Cretaceous geomagnetic field anomalies in the Eastern Indian Ocean and their implication to the tectonic evolution of the Bay of Bengal // *Marine Geology*. — 2016. — Vol. 382. — P. 111–121. — DOI: [10.1016/j.margeo.2016.10.002](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.002).
- Desa M. A., Ramana M. V., Ramprasad T., *et al.* Geophysical signatures over and around the northern segment of the 85°E Ridge, Mahanadi offshore, Eastern Continental Margin of India: Tectonic implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. — 2013. — Vol. 73. — P. 460–472. — DOI: [10.1016/j.jseaes.2013.05.021](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.05.021).
- Dubinina E. P. Transform faults of the oceanic lithosphere: geodynamic analysis. — Moscow : MSU, 1987. — P. 179.
- Dubinina E. P., Ushakov S. A. Oceanic rifting. — Moscow : GEOS, 2001. — P. 293.
- Geller C. A., Weissel J. K., Anderson R. N. Heat transfer and intraplate deformation in the central Indian Ocean // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1983. — Vol. 88, B2. — P. 1018–1032. — DOI: [10.1029/jb088ib02p01018](https://doi.org/10.1029/jb088ib02p01018).
- Geophysical fields and structure of the bottom of oceanic basins / ed. by Y. P. Neprochnov. — Moscow : Nauka, 1990. — P. 220.
- Gorodnitskiy A. M., Brusilovskiy Y. V., Ivanenko A. N., *et al.* Hydration of the oceanic lithosphere and the ocean magnetic field // *Geophysical research*. — 2017. — Vol. 18, no. 4. — P. 32–49. — DOI: [10.21455/gr2017.4-3](https://doi.org/10.21455/gr2017.4-3).
- Gorodnitskiy A. M., Brusilovsky Y. V. The nature of magnetic anomalies and the structure of the oceanic crust in zones of aseismic ridges and intraplate dislocation // *The nature of magnetic anomalies and the structure of the oceanic crust*. — Moscow : VNIRO, 1996. — P. 203–241.
- Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin / ed. by Y. P. Neprochnov, R. D. Gopal, C. Subramaniam, *et al.* — Bangalore : Geological society of India, 1998. — P. 250.
- Kazmin V. G., Levchenko O. V. Modern deformations of the Indian Ocean lithosphere // *Modern tectonic activity of the Earth and seismicity*. — Moscow : Nauka, 1987. — P. 159–175.
- Krishna K. S. Structure and evolution of the Afanasy Nikitin seamount, buried hills and 85°E Ridge in the northeastern Indian Ocean // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2003. — Vol. 209, no. 3/4. — P. 379–394. — DOI: [10.1016/S0012-821X\(03\)00081-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00081-5).
- Krishna K. S., Bull J. M., Ishizuka O., *et al.* Growth of the Afanasy Nikitin seamount and its relationship with the 85°E Ridge, northeastern Indian Ocean // *Journal of Earth System Science*. — 2014. — Vol. 123, no. 1. — P. 33–47. — DOI: [10.1007/s12040-013-0392-x](https://doi.org/10.1007/s12040-013-0392-x).
- Krishna K. S., Bull J. M., Scrutton R. A. Early (pre-8 Ma) fault activity and temporal strain accumulation in the central Indian Ocean // *Geology*. — 2009. — Vol. 37, no. 3. — P. 227–230. — DOI: [10.1130/G25265A.1](https://doi.org/10.1130/G25265A.1).
- Krishna K. S., Rao D. G., Neprochnov Y. P. Formation of diapiric structure in the deformation zone, central Indian Ocean: A model from gravity and seismic reflection data // *Journal of Earth System Science*. — 2002. — Vol. 111, no. 1. — P. 17–28. — DOI: [10.1007/BF02702219](https://doi.org/10.1007/BF02702219).
- Leger G. T., Loudon K. E. Seismic Refraction Measurements in the Central Indian Basin: Evidence for Crustal Thickening Related to Intraplate Deformation // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 116 Scientific Results*. — Ocean Drilling Program, 1990. — DOI: [10.2973/odp.proc.sr.116.156.1990](https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.116.156.1990).
- Levchenko O. V., Evsyukov Y. D., Milanovskiy V. E. Detailed studies of the morphology of intraplate deformations in the Central Indian Ocean Basin // *Oceanology*. — 1999. — Vol. 39, no. 1. — P. 121–132.
- Levchenko O. V., Geissler W. H. Geophysical Investigations in the Eastern Indian Ocean in Cruise SO258/2 of the RV Sonne (Germany) // *Oceanology*. — 2019. — Vol. 59, no. 3. — P. 467–469. — DOI: [10.1134/S0001437019030123](https://doi.org/10.1134/S0001437019030123).
- Levchenko O. V., Matveenkova V. V., Volokitina L. P. A probable mechanism of the formation of hydrocarbon deposits in the intraplate deformation area of the Indian Ocean's lithosphere // *Oceanology*. — 2011. — Vol. 51, no. 3. — P. 434–442. — DOI: [10.1134/S0001437011030131](https://doi.org/10.1134/S0001437011030131).
- Levchenko O. V., Milanovskiy V. E., Popov A. A. Sediment thickness of the northeastern Indian Ocean // *Oceanology*. — 1993. — Vol. 33, no. 2. — P. 269–275.
- Levchenko O. V., Shapovalov S. M. Return of Russian Oceanographers to the Indian Ocean: Multidisciplinary Study during the 42nd Cruise of the Research Vessel Akademik Boris Petrov // *Oceanology*. — 2019. — Vol. 59, no. 1. — P. 164–166. — DOI: [10.1134/s0001437019010090](https://doi.org/10.1134/s0001437019010090).

- Levchenko O. V., Verzhbitskii V. E. Compression Structures of Different Sale and Strike Slip Faults within Intraplate Deformation Zone in the Indian Ocean Lithosphere // *Oceanology*. — 2002. — Vol. 42, no. 6. — P. 902–913.
- Liu C., Sandwell D. T., Curray J. R. The negative gravity field over the 85°E ridge // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1982. — Vol. 87, B9. — P. 7673–7686. — DOI: [10.1029/JB087iB09p07673](https://doi.org/10.1029/JB087iB09p07673).
- Lobkovskiy L. I. Geodynamics of spreading zones, subduction zones and two-tier plate tectonics. — Moscow : Nauka, 1988. — P. 230.
- Louden K. E. Variations in crustal structure related to intraplate deformation: evidence from seismic refraction and gravity profiles in the Central Indian Basin // *Geophysical Journal International*. — 1995. — Vol. 120, no. 2. — P. 375–392. — DOI: [10.1111/j.1365-246x.1995.tb01826.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1995.tb01826.x).
- Lukashevich I. P., Pristavakina E. I. Density model of the upper mantle beneath the oceans // *Physics of the Solid Earth*. — 1984. — No. 2. — P. 103–107.
- Matveenkov V. V., Brusilovskiy Y. V. Tectonic evolution of the Afanasy Nikitin uplift // *Doklady Akademii Nauk*. — 1999. — Vol. 364, no. 2. — P. 242–244.
- Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). — 2017. — DOI: [10.7289/V5H70CVX](https://doi.org/10.7289/V5H70CVX).
- Müller R. D., Sdrolias M., Gaina C., *et al.* Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2008. — Vol. 9, no. 4. — DOI: [10.1029/2007gc001743](https://doi.org/10.1029/2007gc001743).
- Neprochnov Y. P., Levchenko O. V., Kuzmin P. N. Comprehensive geological and geophysical characteristics of ocean basins // *Geophysical fields and structure of the bottom of oceanic basins*. — Moscow : Nauka, 1990. — P. 191–200.
- Neprochnov Y. P., Levchenko O. V., Merklin L. R., *et al.* The structure and tectonics of the intraplate deformation area in the Indian Ocean // *Tectonophysics*. — 1988. — Vol. 156, no. 1/2. — P. 89–106. — DOI: [10.1016/0040-1951\(88\)90285-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90285-5).
- Palshin N. A., Ivanenko A. N., Alekseev D. A. Inhomogeneous structure of magnetic layer of the Kuril Island Arc // *Geodynamics & Tectonophysics*. — 2020. — Vol. 11, no. 3. — P. 583–594. — DOI: [10.5800/GT-2020-11-3-0492](https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0492).
- Ramana M. V., Subrahmanyam V., Chaubey A. K., *et al.* Structure and origin of the 85°E ridge // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1997. — Vol. 102, B8. — P. 17995–18012. — DOI: [10.1029/97JB00624](https://doi.org/10.1029/97JB00624).
- Sandwell D. T., Müller R. D., Smith W. H. F., *et al.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. — 2014. — Vol. 346, no. 6205. — P. 65–67. — DOI: [10.1126/science.1258213](https://doi.org/10.1126/science.1258213).
- Smith W. H. F., Sandwell D. T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // *Science*. — 1997. — Vol. 277, no. 5334. — P. 1956–1962. — DOI: [10.1126/science.277.5334.1956](https://doi.org/10.1126/science.277.5334.1956).
- Stein C. A., Cloetingh S., Wortel R. Seasat-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean // *Geophysical Research Letters*. — 1989. — Vol. 16, no. 8. — P. 823–826. — DOI: [10.1029/GL016i008p00823](https://doi.org/10.1029/GL016i008p00823).
- Straume E. O., Gaina C., Medvedev S., *et al.* GlobSed: Updated Total Sediment Thickness in the World's Oceans // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2019. — Vol. 20, no. 4. — P. 1756–1772. — DOI: [10.1029/2018GC008115](https://doi.org/10.1029/2018GC008115).
- Tiwari V. M., Diament M., Singh S. C. Analysis of satellite gravity and bathymetry data over Ninety-East Ridge: Variation in the compensation mechanism and implication for emplacement process // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2003. — Vol. 108, B2. — DOI: [10.1029/2000JB000047](https://doi.org/10.1029/2000JB000047).
- Veklich I. A., Ivanenko A. N., Levchenko O. V. Anomalous magnetic field ΔT_a in the equatorial Indian Ocean (survey at polygons) // *Bulletin of Kamchatka Regional Association «Educational-Scientific Center». Earth Sciences*. — 2020. — Vol. 45, no. 1. — P. 17–37. — DOI: [10.31431/1816-5524-2020-1-45-17-37](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-1-45-17-37).
- Verzhbitskii E. V., Levchenko O. V. Detailed structure of intraplate deformations zone in the Central Indian Ocean Basin (as deduced from three continuous profiling sites) // *Geotectonics*. — 2002. — No. 6. — P. 77–94.
- Verzhbitskii E. V., Lobkovskiy L. I. Anomalous geothermal regime of the Central and Arabian basins of the Indian Ocean // *Physics of the Solid Earth*. — 1993. — No. 11. — P. 16–26.
- Wasilewski P. J., Mayhew M. A. The moho as a magnetic boundary revisited // *Geophysical Research Letters*. — 1992. — Vol. 19, no. 22. — P. 2259–2262. — DOI: [10.1029/92GL01997](https://doi.org/10.1029/92GL01997).
- Weissel J. K., Anderson R. N., Geller C. A. Deformation of the Indo-Australian plate // *Nature*. — 1980. — Vol. 287, no. 5780. — P. 284–291. — DOI: [10.1038/287284a0](https://doi.org/10.1038/287284a0).
- Williams C. F. Hydrothermal Circulation and Intraplate Deformation: Constraints and Predictions from In-Situ Measurements and Mathematical Models. — Ocean Drilling Program, 1990. — DOI: [10.2973/odp.proc.sr.116.139.1990](https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.116.139.1990).

ВЛАЖНОСТЬ И СОДЕРЖАНИЕ СВИНЦА В ДОННЫХ ОСАДКАХ ГДАНЬСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮВ БАЛТИКА) ПО ДАННЫМ ПОРТАТИВНОГО РЕНТГЕНО-ФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗАТОРА OLYMPUS VANTA C

Д. Н. Ласкина^{*,1,2} , Е. В. Дорохова^{1,2} , и Ю. В. Королева² 

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

* **Контакт:** Дарья Николаевна Ласкина, drlaskina@gmail.com

В данной работе на примере донных осадков из Гданьской впадины Балтийского моря описан метод определения влажности донных отложений, который основан на анализе спектральных данных, полученных с помощью портативного рентгенофлуоресцентного анализатора (РФА) Olympus Vanta C. Значения влажности, рассчитанные по данным портативного РФА и измеренные классическим методом высушивания до постоянной массы, показали высокую корреляцию ($r = 0.95$). На этом основании результаты анализа элементного состава осадка натуральной влажности с помощью Olympus Vanta C были пересчитаны на сухой осадок. Сравнение пересчитанных данных с портативного анализатора и данных элементного анализа сухих гомогенизированных проб на волнодисперсионном РФА Спектроскан-Макс-G, а также атомно-абсорбционном спектрофотометре Varian AA240FS показало высокие коэффициенты корреляции содержаний Mn, Ca, K, Zn, Pb, As и низкие коэффициенты – для Fe, Co, Ti, Ni, Cu и Sr. Результаты анализа портативным рентгенофлуоресцентным спектрометром, пересчитанные на сухой вес осадка, были использованы для изучения распределения концентраций свинца в донных отложениях Гданьской впадины. В верхних горизонтах осадочной толщи выявлен рост содержания свинца до 60 ppm. Такое увеличение, вероятно, связано с интенсификацией антропогенной деятельности в 1 и 1200 г. н.э. Максимальные значения концентраций свинца до 124 ppm приходятся на приповерхностные осадки, относящиеся, вероятно, к периоду индустриализации 1970-х гг.

Ключевые слова: колонки донных осадков, Спектроскан-Макс-G, рэлеевское и комптоновское рассеяние, антропогенный источник поступления свинца.

Цитирование: Ласкина, Д. Н., Е. В. Дорохова и Ю. В. Королева Влажность и содержание свинца в донных осадках Гданьской впадины (ЮВ Балтика) по данным портативного рентгено-флуоресцентного анализатора Olympus Vanta C // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES3003. — DOI: 10.2205/2024es000879 — EDN: XVPFOK

Введение

В геохимических исследованиях, в том числе при изучении морских донных осадков, широко применяются такие методы определения элементного состава как рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) и атомно-абсорбционная спектроскопия (ААС) [например, *Яковлев и др., 2019*]. Однако при определении элементного состава проб донных осадков классическими методами необходимы высушивание и гомогенизация образца, что требует длительной подготовки проб и нарушает целостность образца. Также традиционно применяемые волнодисперсионные РФА являются стационарными и их использование в полевых исследованиях не распространено.

В последние три десятилетия всё большую популярность приобретают энерго-дисперсионные РФА, позволяющие проводить измерения в неизменном осадке без

<https://elibrary.ru/xvpfok>

Получено: 10 июня 2023 г.

Принято: 10 ноября 2023 г.

Опубликовано: 12 июля 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

предварительного высушивания и гомогенизации *Croudace, Rothwell [2015]*. Внедрение РФА в установку сканирования колонок донных осадков (РФА-сканеры) позволяет получать геохимические данные без нарушения целостности образца с шагом менее миллиметра [*Croudace and Rothwell, 2015*]. Основным преимуществом портативных энергодисперсионных РФА является возможность выполнять анализ с шагом по длине колонки до 1 см непосредственно в экспедиционных условиях или в лаборатории сразу после отбора образца.

В геохимических исследованиях морских осадков портативные РФА Olympus серий Delta и Vanta широко используются для получения данных необходимых для палеогеографических реконструкций и фацеального анализа [например, *Glazkova et al., 2022; Hahn et al., 2019; Ivanova et al., 2020; Ponomarenko, 2023*]. Однако, в то время как при использовании традиционных методов (ААС и волнодисперсионный РФА) геохимические данные получают из сухих гомогенизированных образцов, портативными РФА и РФА-сканерами обычно измеряют образцы натуральной влажности, что может приводить к значительной разнице в получаемых результатах [например, *Boyle et al., 2015; MacLachlan et al., 2015*]. Изменения содержания воды и размера частиц, неровности поверхности (в случае РФА-сканеров), присутствие органики и скопление воды на поверхности образца – все это влияет на качество получаемых данных [*Croudace and Rothwell, 2015*]. Измерения на портативных энергодисперсионных РФА также можно проводить для высушенных гомогенизированных проб, однако это не позволит воспользоваться основными преимуществами этих приборов, такими как высокая скорость анализа, маленький шаг измерений, ненарушенная целостность образца, проведение измерений в полевых условиях и т.д. Интерпретация результатов элементного анализа, полученных для осадка натуральной влажности портативными РФА, это нетривиальная задача. Для её решения необходима нормализация данных или калибровка первичных результатов для количественной оценки химического состава, требуемой для большинства геолого-геохимических и экологических исследований [например, *Weltje et al., 2015*].

Одной из актуальных задач, для которой важны количественные значения содержания отдельных элементов, является изучение тяжелых металлов в осадках Балтийского моря. Вследствие своей замкнутости и густонаселенности побережий, Балтийское море испытывает высокую антропогенную нагрузку и считается одним из самых загрязненных морей в мире [*HELCOM, 2010*]. Верхние горизонты илов во впадинах моря содержат токсичные тяжелые металлы (Pb, Cd, Zn), которые могут попадать в пищевую цепь [*Shahabi-Ghahfarokhi et al., 2020*]. Кроме того, изучения вариаций содержания свинца по разрезам колонок применяются для оценки возраста донных отложений Балтийского моря, в которых зачастую отсутствуют карбонатные микрофоссилии, использующиеся для радиоуглеродного датирования [*Virtasalo et al., 2014; Zillén et al., 2012*]. В литориновых и пост-литориновых осадках Готландской впадины были выявлены изохроны загрязнения свинцом, которые ранее были зафиксированы в озерных и торфяных отложениях в Северной Европе [*Zillén et al., 2012*]. Первый пик концентраций свинца датируется 1-м годом н.э. и связан с осадением свинца из атмосферы при производстве серебра в Европе. Самый поздний пик концентраций свинца обусловлен современным увеличением промышленных выбросов, которые достигли своего максимума в 1970-х годах. Выявленные интервалы загрязнения свинцом позволяют коррелировать геологические данные Балтийского моря в пределах бассейна и по всему европейскому региону [*Zillén et al., 2012*].

Концентрации свинца изучены в осадках впадин в Северной, Центральной и Юго-Западной Балтике [*Shahabi-Ghahfarokhi et al., 2020; Uscinowicz, 2011; Zillén et al., 2012*]. Однако исследования в Гданьской впадине ограничиваются изучением поверхностных осадков на южном склоне впадины [*Емельянов и др., 2012*] и в районе устья р. Висла [*Belzunce Segarra et al., 2007; Glasby and Szefer, 1998*]. В восточной и юго-восточной части впадины изучено несколько колонок с вертикальными определениями концентраций свинца с шагом 5–10 см по длине колонки [*Glasby et al., 2004; Szefer and Skwarzec, 1988*]

недостаточным для изучения вариаций содержания элемента с целью датирования осадка.

Использование портативного РФА для изучения химического состава осадков Гданьской впадины позволит получить новые экологически и стратиграфически значимые данные. Однако для их сравнения с ранее полученными результатами, требуется провести сравнение между значениями, полученными портативным РФА и традиционными методами. Подобные сравнения проводились и ранее, например, для озерных осадков [Borges et al., 2020; Boyle et al., 2015], болотных отложений и почв [Borges et al., 2020]. Однако по нашим данным, для осадков Гданьской впадины Балтийского моря такой работы не проводилось.

Данная работа направлена на решение следующих задач: 1) адаптация методики определения влажности осадка на основе спектральных данных портативного РФА, предложенной [Boyle et al., 2015] для осадков Балтийского моря; 2) сравнительный анализ элементного состава донных осадков Гданьской впадины, изученного классическими методами и при помощи портативного РФА Olympus Vanta C; 3) определение коэффициентов пересчета значений содержания свинца, полученных в осадках натуральной влажности портативным РФА для сопоставления с результатами анализа классическим методом в сухих образцах и 4) изучение распределения свинца в колонках донных осадков из Гданьской впадины Балтийского моря.

Район исследования

Гданьская впадина – крупная отрицательная форма рельефа дна, выраженная субгоризонтальной равниной (рис. 1). С севера и северо-запада к ней примыкает пологий склон Лиепайско-Клайпедской возвышенности, отделяющий Гданьскую впадину от Восточно-Готландской впадины. С юга и востока впадина окаймляется прибрежным мелководьем (до глубин 30–35 м). Основным источником осадочного материала является твердый сток р. Висла [Emelyanov, 2002]. Четвертичные отложения представлены мореной, которая перекрыта отложениями озерных и морских стадий Балтийского моря, сформированными после освобождения бассейна от Скандинавского ледникового щита [Emelyanov, 2002]. Последняя, морская (литориновая и пост-литориновая) стадия моря началась около 8000 лет назад в связи с установившейся связью бассейна моря с Атлантическим океаном через Датские проливы. Осадки этой стадии представлены илами с высоким содержанием органического вещества (до 10–15 %, [Блажчишин, 1998]). Мощности морских голоценовых отложений в Гданьской впадине и южной части Восточно-Готландской впадины составляют 2–5 м, тогда как мощности осадков озерных стадий могут достигать до 10 м в отдельных районах [Emelyanov, 2002].

Материалы и методы

В ходе исследования изучены колонки донных осадков, отобранные в южной части Восточно-Готландской впадины и в Гданьской впадине (табл. 1). Положение колонок представлено на рис. 1б. Колонки отбирались большими ударными грунтовыми трубками (БГТ) длиной 6 м, а также малыми герметичными ударными грунтовыми трубками (МГТ) длиной 1 м, позволяющими отбирать ненарушенный верхний слой осадка. В Гданьской впадине две колонки БГТ продублированы колонками МГТ (табл. 1). Согласно литологическому описанию, колонки отобранные БГТ, сложены осадками морской (мощностью от 46 до 322 см) и озерных стадий, тогда как короткие колонки МГТ представлены исключительно морскими илами.

Осадки колонок АИ-56023 и АИ-56018 (рис. 1, табл. 1) использованы для расчета поправок на влажность и получения значений содержаний элементов при пересчете на сухое вещество. Для изучения вертикального распределения свинца в донных осадках Гданьской впадины использовались осадки колонок АИ-56018, АИ-61001, АИ-61002, АИ-61014, АИ-61036, АИ-61080 и АСВ-54029 (рис. 1, табл. 1).

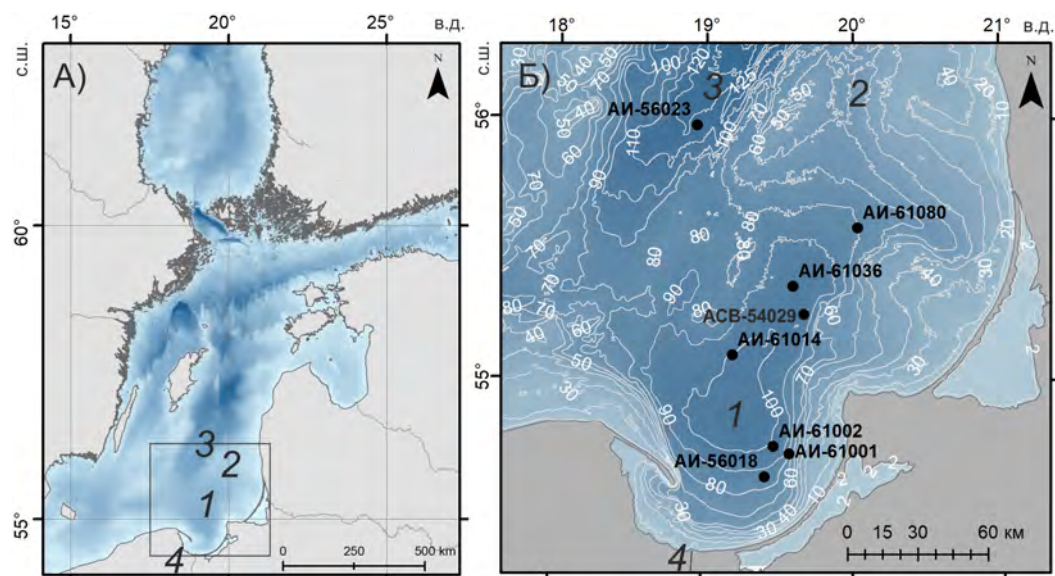


Рис. 1. Район исследования и положение изученных колонок донных осадков: А) батиметрическая схема Балтийского моря по данным цифровой модели рельефа дна [HELCOM, 2009]. Прямоугольником показано положение района исследования; Б) детальная батиметрическая схема района исследования с указанием положения станций отбора колонок донных осадков (черные кружки). Батиметрическая основа согласно [Grigelis et al., 1999]. Цифрами обозначены: 1 – Гданьская впадина, 2 – Лиепайско-Клайпедская возвышенность, 3 – Восточно-Готландская впадина, 4 – р. Висла.

Таблица 1. Исследованные колонки донных осадков

Колонка	Широта	Долгота	Глубина отбора, м	Длина, см	Пробоотборник	Вид исследования
АИ-56018	54°63' с. ш.	19°42' в. д.	86	203	БГТ, МГТ	Влажность, содержание элементов в сухом осадке
АИ-56023	55°98' с. ш.	18°94' в. д.	121	256	БГТ	Влажность, содержание элементов в сухом осадке
АИ-61001	54°43' с. ш.	19°35' в. д.	83	322	БГТ	Влажность, содержание Pb
АИ-61002	54°45' с. ш.	19°28' в. д.	98	54	МГТ	Влажность, содержание Pb
АИ-61014	55°06' с. ш.	19°12' в. д.	101	516	БГТ	Влажность, содержание Pb
АИ-61036	55°22' с. ш.	19°36' в. д.	106	245	БГТ	Влажность, содержание Pb
АИ-61080	55°35' с. ш.	20°02' в. д.	83	310	БГТ, МГТ	Влажность, содержание Pb
АСВ-54029	55°27' с. ш.	19°69' в. д.	84	354	БГТ	Влажность, содержание Pb

Анализ элементного состава осадка осуществлялся с помощью портативного РФА Olympus Vanta C, стационарного РФА Спектроскан-Макс-G и атомно-абсорбционного анализатора Varian AA240FS.

РФА Olympus Vanta C является энергодисперсионным, оснащён кремниевым дрейфовым детектором и рентгеновской трубкой мощностью 4 Вт с серебряным анодом.

При измерении прибор использует три луча с напряжением на трубке 50, 40 и 15 кВ для режима Soil и 10 и 40 кВ для режима Geochem. С помощью него были определены содержания 31 элемента, однако для сравнения с классическими методами использовались только концентрации Al, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Sr. Выбор элементов для пересчета определялся порогом измерения концентраций, установленном в программном обеспечении прибора и указанном в документации, а также возможностью определения концентраций элементов на стационарных приборах. Так, например, содержания ванадия и хрома оказались ниже пороговых значений из-за высокой влажности осадка, поэтому, несмотря на то, что эти элементы определяются Спектроскан-Макс-G, эти данные не были использованы для сопоставления.

Для анализа на Olympus Vanta C секции длинных колонок (БГТ) были зачищены и покрыты лавсановой плёнкой толщиной 5 мкм, прибор фиксировался в вертикальном положении на штативе. Пробы из МГТ были помещены в специальные кюветы, покрытые той же пленкой. Размер пятна при исследовании секций колонок составлял 1,5 см. На анализ одной пробы (1 см колонки) уходило 6 минут. Обсчёт результатов осуществлялся методами Soil (для K) и GeoChem (для остальных элементов). Для обоих методов встроенное программное обеспечение Vanta автоматически вычисляет концентрации химических элементов на основании энергетического спектра. В методе GeoChem используется алгоритм фундаментальных параметров, что позволяет автоматически корректировать межэлементные эффекты. Анализ выполнен в лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения Института океанологии им. П. П. Ширшова (АО ИО РАН).

РФА Спектроскан-Макс-G волнодисперсионный, имеет серебряный анод. Линии спектра выделяются при помощи дифракции на кристалле (фтористый литий LiF (200)). Мощность рентгеновской трубки составляет также 4 Вт. С его помощью были определены концентрации Sr, Pb, As, Zn, Cu, Ni, Co, Fe, Mn, Ti. На анализ одной пробы уходило около 40 минут. Для анализа пробы высушивались в сушильном шкафу и растирались до однородного порошка фракцией < 63 мкм, а затем прессовались в специальные кюветы из борной кислоты. Анализ выполнялся в лаборатории БФУ им. Канта.

ААС проводилась с помощью спектрометра Varian AA240FS на котором определяются 14 элементов, однако в настоящей работе использованы только те, что не были определены с помощью Спектроскан-Макс-G: K и Ca. Для анализа навеска пробы (0,25 г) нагревалась в печи до температуры 500 °С. Далее в образец добавляли 5 мл плавиковой кислоты, 1 мл хлорной кислоты, высушивали, затем добавляли 5 мл соляной кислоты и нагревали до растворения солей. Полученный раствор переносили колбу, и доводили водой до необходимого объёма. Далее определялось содержание элементов в полученных растворах на ААС. Для контроля правильности хода анализа закладывались параллельные образцы исследуемых проб, а также стандартный образец почвы с известным содержанием определяемых элементов. Анализ проводился в лаборатории геологии Атлантики АО ИО РАН.

Для определения влажности проба массой 15 г высушивалась в сушильном шкафу при температуре 100 °С до постоянной массы. Вес проб определялся на лабораторных весах ВСЛ-200/0.1А. Влажность осадка рассчитывалась как процент потерянной массы после высушивания по отношению к влажной пробе. Влажность была определена в 22 пробах; 46 проб использовано при расчете коэффициентов для расчетов значений содержаний свинца.

Определение влажности по данным энергетических спектров, полученных с помощью РФА Olympus Vanta C, проводилось по методике Дж. Бойла с соавторами [Boyle et al., 2015]. Авторами показано, что соотношение когерентного и некогерентного рассеяния (рэлеевского к комптоновскому) рентгеновской трубки ($Ag\ ka$) прямо пропорционально влажности образца. Для нахождения интенсивности пиков когерентного и некогерентного рассеяний Ag были использованы данные спектра, выгруженные через программное обеспечение Olympus Vanta C. В программе Microsoft Excel был

построен график спектра, определены комптоновский и рэлеевский пики серебра. При этом больший пик характеризует комптоновское рассеяние, а меньший – рэлеевское [см. рис. 14.1 в *Boyle et al., 2015*]. Для расчета отношений пиков использовались средние значения интенсивности пиков с вычетом спектрального фона, аппроксимированного полиномиальной кривой на нужной длине волны и визуализированного графически в Excel.

Результаты

Определение влажности по спектральным данным портативного РФА Olympus Vanta C

Сравнение влажности осадка, измеренной классическим методом, и влажности по соотношению когерентного и некогерентного рассеяния, показало их высокую корреляцию (рис. 2). Коэффициент корреляции Пирсона (r) составил 0,95.

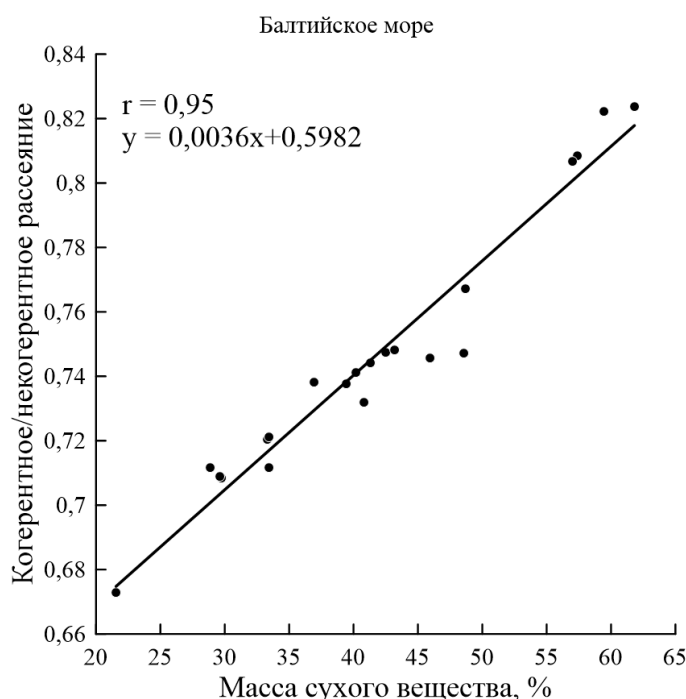


Рис. 2. Сравнение соотношения когерентного/некогерентного рассеяния материала анода (Ag) по данным Olympus Vanta C и количества сухого вещества, измеренного методом высушивания до постоянной массы.

Полученные коэффициенты линейной регрессии позволяют пересчитывать соотношения когерентного/некогерентного рассеяния из спектральных данных рассеяния РФА Olympus Vanta C на влажность (содержание влаги, W) по формуле (1):

$$W = 100 - \frac{\left(\frac{a}{a1}\right) - 0,598}{0,0036}, \quad (1)$$

где a – значение когерентного рассеяния; $a1$ – значение некогерентного рассеяния; 0,0036 и 0,598 – коэффициенты уравнения линейной регрессии.

Сравнение результатов геохимического анализа портативным РФА и классическими методами

Сравнение результатов геохимического анализа проводилось двумя способами. В первом случае сравнивались данные проб натуральной влажности, полученные при измерении портативным РФА Olympus Vanta C, с данными по тем же пробам, но высушенным и измеренным на стационарных приборах (волнодисперсионный РФА и ААС). Во втором случае с данными стационарных приборов сравнивались кон-

центрации химических элементов, измеренные в натуральном осадке портативным РФА Olympus Vanta C и пересчитанные на сухой вес по влажности из энергетических спектров. Пересчет на сухой вес выполнялся по формуле (2):

$$C_{dry} = \frac{C_{wet} \cdot 100}{100 - W}, \quad (2)$$

где C_{dry} – концентрация элемента в сухой массе вещества, C_{wet} – измеренная концентрация элемента во влажной пробе, W – содержание влаги.

Для сравнения полученных данных были построены диаграммы рассеяния и рассчитан коэффициент корреляции Пирсона (r) по каждому элементу между методами. На основе этих диаграмм все измеренные элементы разделены на три группы:

- 1) группа А – концентрации элементов, которые показали хорошую корреляцию до и после пересчёта на влажность: Mn, Ca, K (статистически значимый $r > 0,29$ при уровне значимости 0,05, количество определений $n = 49$);
- 2) группа Б – концентрации элементов, коэффициенты корреляции которых значительно улучшились после пересчета на влажность: Zn, Pb, As;
- 3) группа В – концентрации элементов, которые показали слабую корреляцию даже после пересчёта (статистически незначимые коэффициенты корреляции) или их корреляции ухудшились: Fe, Co, Ti, Ni, Cu, Sr.

Коэффициенты корреляции содержаний элементов, определённых разными методами, у группы А составляют 0,47–0,78 (рис. 3). Наибольший коэффициент корреляции у марганца, наименьший – у калия.

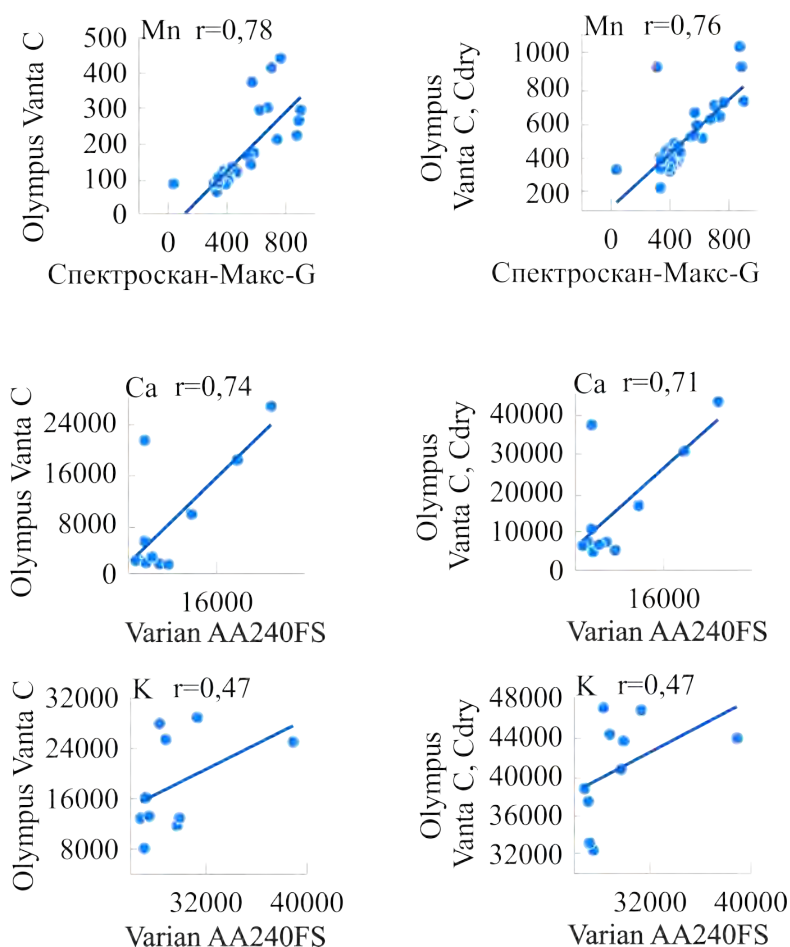


Рис. 3. Коэффициенты корреляции и линейная регрессия для элементов группы А. Содержание элементов приведено в ppm.

В группу Б входят элементы, корреляция концентраций которых улучшилась при пересчёте с поправкой на влажность (рис. 4). Наиболее значительно улучшились коэффициенты корреляции у цинка (с 0,21 до 0,87) и у мышьяка (с 0,03 до 0,65). У свинца коэффициент корреляции между измерениями концентраций традиционным методом и при помощи портативного РФА улучшился после пересчета на сухой вес с 0,68 до 0,88 (рис. 4).

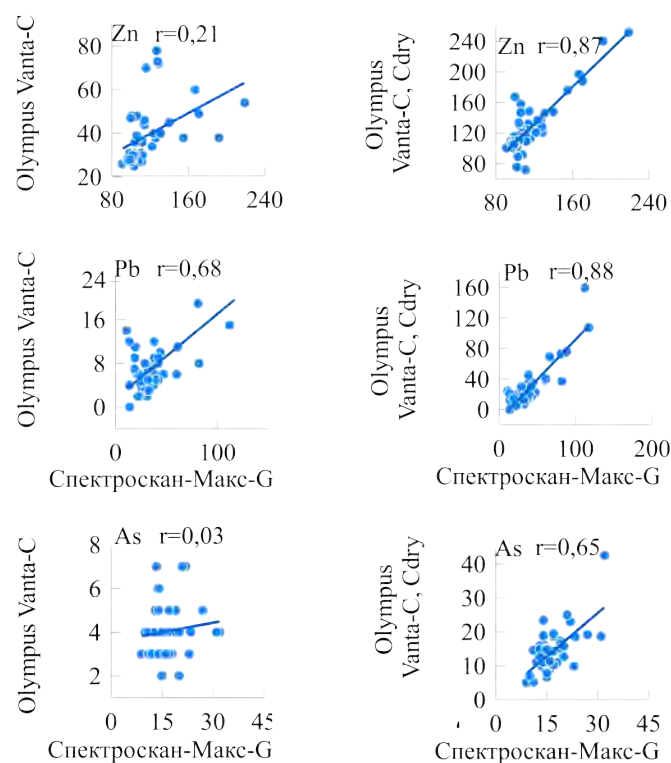


Рис. 4. Коэффициенты корреляции и линейная регрессия для элементов группы Б. Содержание элементов приведено в ppm.

Концентрации элементов группы В показали слабую корреляцию или ее ухудшение после пересчета концентраций элементов на сухой вес (рис. 5). При этом концентрации меди, никеля и кобальта стали демонстрировать обратную связь (отрицательный коэффициент корреляции) между данными, полученными классическим методом и результатами Olympus Vanta C, пересчитанными на сухой вес.

Содержание свинца в Гданьской впадине

Свинец попадает в группу Б (рис. 4), что позволяет пересчитать данные, полученные Olympus Vanta C в осадке натуральной влажности, на сухой вес. Тем самым возможно избежать искажения результатов, обусловленных в первую очередь повышенной влажностью осадка, а также другими факторами (гранулометрический состав, высокое содержание органического вещества). Для получения количественных значений содержания свинца в осадках Гданьской впадины Балтийского моря, сопоставимых с литературными данными, применена двойная процедура пересчета. В первую очередь выполнен пересчет концентраций, полученных в пробах натуральной влажности, на сухой вес по формуле (2). Далее, для получения сопоставимых значений концентраций, выполнен пересчет содержаний свинца на основе линейной регрессии между измерениями в сухих образцах (Спектроскан-Макс-Г) и измерениями в пробах натуральной влажности (Olympus Vanta C), пересчитанными на сухой вес (C_{dry2} , рис. 6А). В результате пересчета значения концентраций свинца, измеренные во влажных пробах портативным РФА, существенно приблизились к значениям, полученным с помощью стационарного РФА в сухих пробах (рис. 6Б).

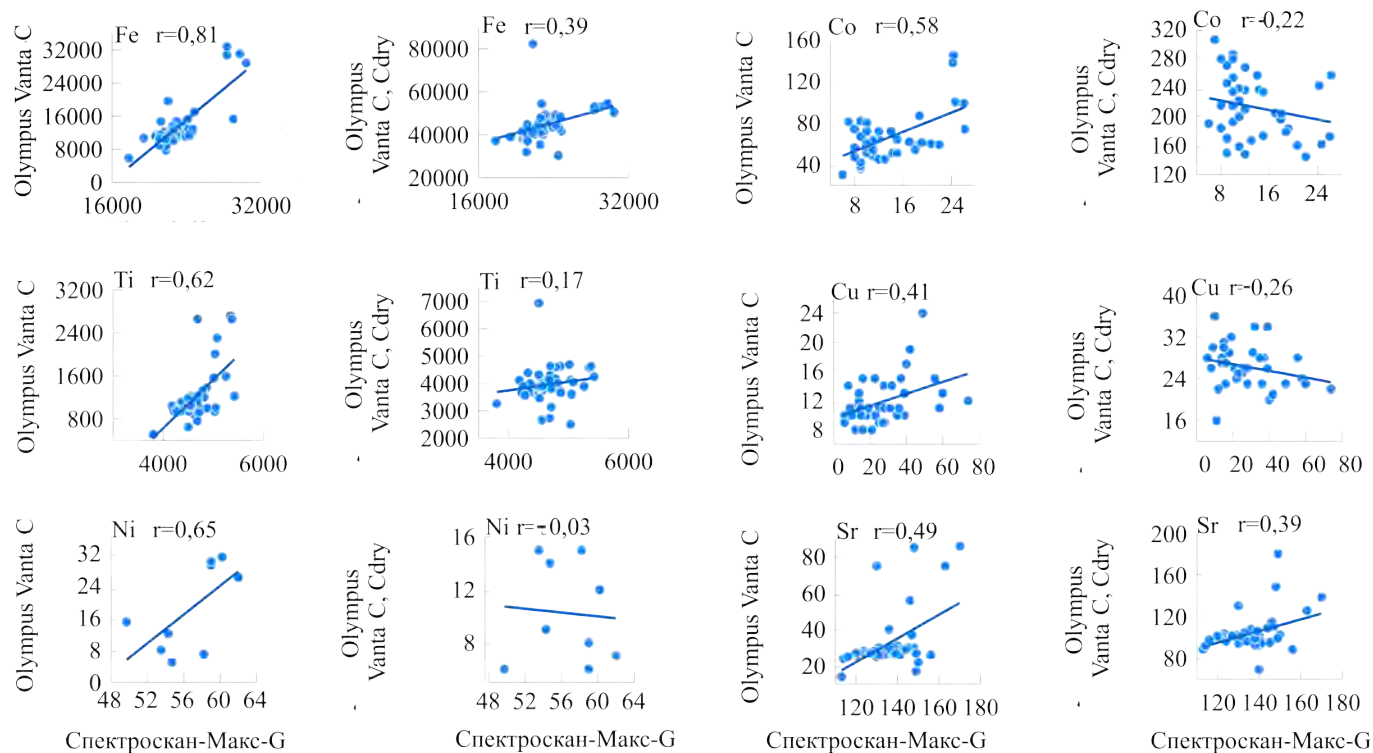


Рис. 5. Коэффициенты корреляции и линейная регрессия для элементов группы В. Содержание элементов приведено в ppm.

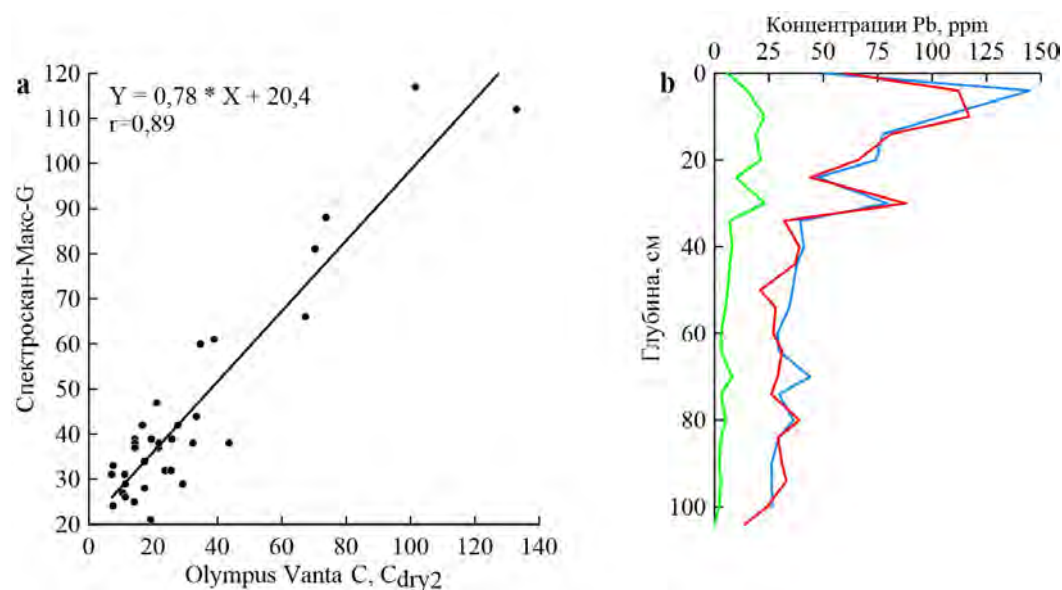


Рис. 6. А) диаграмма рассеяния и линейная регрессия между концентрациями свинца в сухих образцах (традиционный метод) и измерениями в пробах натуральной влажности (Olympus Vanta C), пересчитанными на сухой вес; Б) концентрации свинца в осадках колонки АИ-56018: зелёная линия – данные Olympus Vanta C в осадках натуральной влажности; красная линия – данные Olympus Vanta C после пересчёта на сухой вес; голубая линия – данные Спектроскан-Макс-G.

Согласно данным, полученным с помощью портативного РФА и пересчитанным на сухой вес, во всех пробах осадка из БГТ минимальные содержания свинца (~ 30 ppm) приурочены к нижним секциям морских (литориновых) осадков (рис. 7). В озерных

глинах наблюдается незначительный рост концентраций, связанный с увеличением плотности отложений. Устойчивый рост концентраций Pb отмечается в верхних горизонтах колонок, отобранных БГТ. Максимальные значения 50–60 ppm в приповерхностных горизонтах. Граница начала роста значений в осадках колонок БГТ варьируется в зависимости от мощности морских отложений (рис. 7, черная стрелка). Наиболее глубоко эта граница расположена в колонках, где литориновые отложения имеют максимальную мощность. Так, в колонках АИ-56018, АИ-61001 и АИ-61080, полностью представленных морскими отложениями, нижняя граница начала роста значений свинца составляет 80, 55 и 140 см, соответственно. В колонках АИ-61014, АИ-61036 и АСВ-54029 мощность морских илов составляет 45, 210 и 123 см, а граница роста значений Pb расположена на 10, 35 и 40 см, соответственно.

В осадках коротких колонок, отобранных МГТ, наблюдается тенденция роста значений содержания свинца в верхних горизонтах с последующим снижением к приповерхностным. Максимальные значения существенно выше, чем в колонках БГТ, и составляют 124, 93 и 90 ppm в колонках МГТ АИ-56018, АИ-61002 и АИ-61080 на горизонтах 5, 18 и 10 см, соответственно.

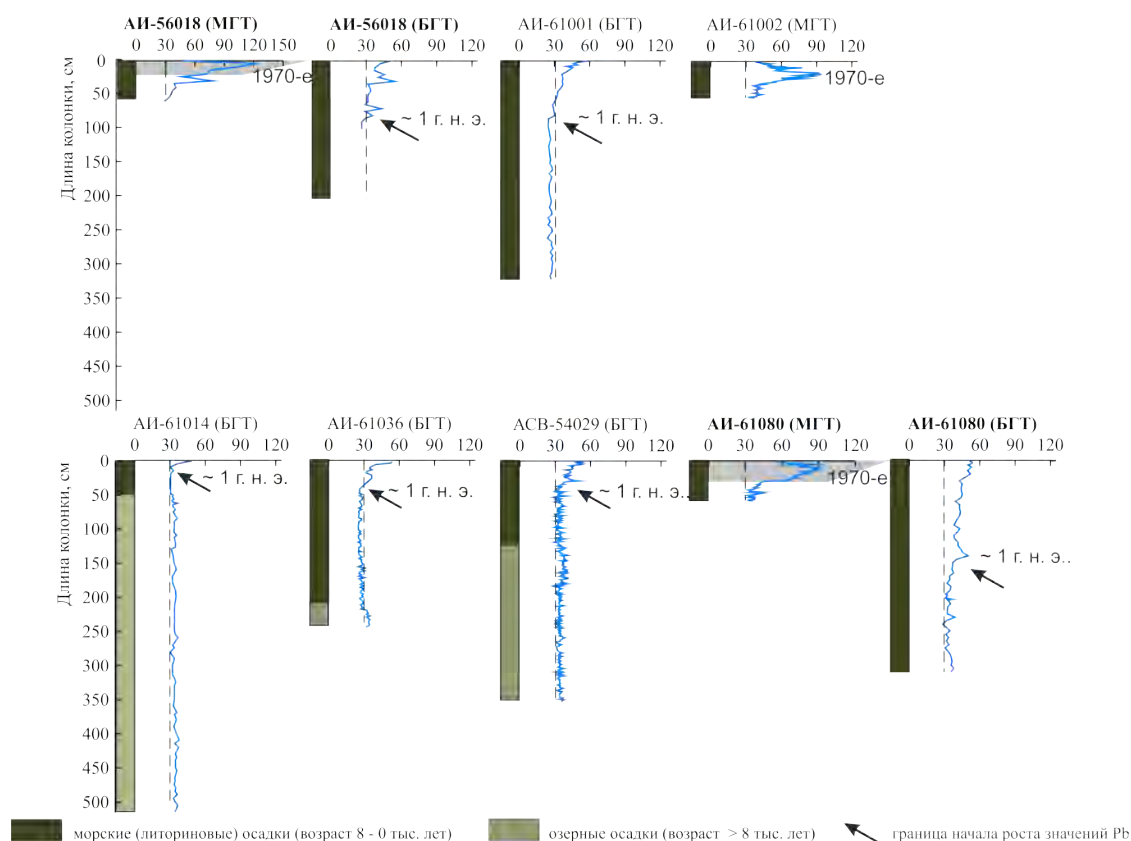


Рис. 7. Концентрации свинца (ppm) в колонках донных осадков, отобранных в Гданьском бассейне. Измерения проведены Olympus Vanta C в осадке натуральной влажности и пересчитаны на сухой вес по двойной процедуре пересчета. Жирным шрифтом выделены колонки МГТ и БГТ, отобранные в одной точке. Пунктиром обозначены фоновые значения концентраций свинца 30 ppm. Серым фоном выделены осадки МГТ с высокими содержания Pb (> 60 ppm), не обнаруженные в дублирующих колонках БГТ.

Обсуждение

Пересчет на влажность и сравнение концентраций элементов

Высокие коэффициенты корреляции между значениями влажности осадка, измеренной инструментально классическим методом и рассчитанной из спектральных данных портативного РФА, свидетельствуют о надежности использованного метода.

Полученные коэффициенты (1) могут быть применены для расчетов влажности по данным РФА Olympus Vanta C для донных осадков Балтийского моря.

Сравнение результатов измерений элементного состава различными приборами показало, что значения содержаний элементов, полученных портативным РФА, необходимо использовать с осторожностью. Наиболее слабая сходимость данных портативного РФА (осадок натуральной влажности) и измерений традиционными методами (высушенная и гомогенизированная проба) выявлена для Ti, Fe, Co, Ni, Cu, Sr. Факторами снижения точности показаний прибора в осадке натуральной влажности являются высокое содержание влаги в илах Балтийского моря [Boyle et al., 2015] и низкая интенсивность флуоресценции этих элементов вследствие их относительно низкой атомной массы. Характеристическое рентгеновское излучение элементов с высокими атомными массами имеет большую энергию и проникающую способность, чем легких элементов. Вследствие этого влияние матрицы пробы оказывает наибольший эффект на значения концентраций элементов с низкими атомными массами [Ревенко, 1994]. Кроме того, высокое содержание органического вещества в осадках Балтийского моря (до 10–15%) [Блажчишин, 1998] также может влиять на результаты измерений РФА [например, Löwemark et al., 2011]. Ухудшение корреляции при пересчете значений данных портативного РФА на сухой вес также может возникать, когда изменчивость значений влажности значительно превышает вариативность концентрации элемента. Такая ситуация наблюдается для Ti и Fe, которые в осадках Балтийского моря распределены относительно равномерно, тогда как значения влажности имеют резко выраженную тенденцию роста в верхних горизонтах осадков.

Проблема зависимости концентраций элементов, измеренных в натуральном осадке, от влажности, гранулометрического состава, содержания органического вещества и т.д. достаточно хорошо изучена [например, Croudace and Rothwell, 2015; Weltje and Tjallingii, 2008]. Согласно рекомендациям этих авторов, данные проблемы достаточно надежно решаются при использовании отношений концентраций элементов или их логарифмов. Кроме того, нормирование числа отсчетов элементов на общее количество отсчетов [например, Cuven et al., 2011] или общее рассеяние [например, Berntsson et al., 2013] также может нивелировать негативное влияние влажности, органического вещества и изменений гранулометрического состава на результаты элементного анализа. Следует отметить, что в настоящее время в программном обеспечении портативного Olympus Vanta C отсутствует автоматический расчет площади пиков энергетических спектров отдельных элементов. Это не позволяет проводить нормализацию геохимических данных на общее количество отсчетов. Таким образом, в геохимических исследованиях предпочтительнее применять натуральные логарифмы отношений концентраций элементов [Weltje and Tjallingii, 2008]. При изучении портативным РФА количественных содержаний элементов с высокими атомными массами их концентрации рекомендуется пересчитывать на сухой вес по поправкам, полученным из спектров рассеяния.

Содержание свинца в осадках Гданьской впадины

Концентрации свинца, измеренные портативным РФА в валовом осадке и пересчитанные на сухой вес, показали высокую корреляцию с данными, полученными классическим методом в сухих пробах (рис. 6а). Это позволяет использовать полученные коэффициенты для пересчета результатов на сухой вес, при изучении распределения свинца в осадках и получения дополнительных датировок осадков по свинцу.

Согласно полученным данным, концентрации свинца в нижних секциях БГТ не превышают значений 40 ppm. Данное значение концентрации является фоновыми для осадков Балтийского моря [Shahabi-Ghahfarokhi et al., 2020]. Начало роста значений концентраций Pb (рис. 7) с максимумом в приповерхностном горизонте согласуется с данными концентраций свинца в колонках донных осадков в Готландской впадине и Финском заливе и связано с поступлением тяжелых металлов в атмосферу, датирующимися Римским (около 2000 лет назад) и Средневековым (около 750 лет назад)

периодами [Virtasalo et al., 2014; Zillén et al., 2012]. Взаимосвязь между положением границы начала роста концентраций и мощностью морских отложений объясняется различными скоростями осадконакопления.

В осадках всех МГТ наблюдалась тенденция к увеличению концентраций вверх по разрезам до максимальных значений 90–124 ppm, а затем снижение значений до 47–59 ppm (рис. 7). Пиковые концентрации свинца в коротких колонках сопоставимы с максимальными значениями в верхних горизонтах осадков Восточно-Готландской впадины [Zillén et al., 2012] и Ботнического залива [Shahabi-Ghahfarokhi et al., 2020] и могут быть отнесены к индустриальному периоду 1970-х гг. Снижение концентраций в приповерхностных горизонтах МГТ свидетельствует об уменьшении поступлений тяжелых металлов в Балтийское море в 2000-х гг. [Shahabi-Ghahfarokhi et al., 2020].

Нами наблюдались более низкие концентрации свинца в верхних горизонтах колонок илистых осадков, отобранных БГТ, по сравнению с пиковыми значениями в колонках МГТ. Кроме того, в осадках, отобранных БГТ, отсутствуют тенденции к снижению значений концентраций Pb в приповерхностном слое. В колонках МГТ, дублирующих БГТ (АИ-56018 и АИ-61080), наблюдались максимальные концентрации свинца 90–120 ppm, однако они не были зарегистрированы в колонках БГТ (рис. 7). Вероятно, при отборе БГТ илистых осадков происходит систематическое размывание верхних, слабо консолидированных горизонтов илов. Таким образом, согласно нашим данным, верхние 20–30 см могут быть размывы при отборе БГТ (рис. 7, серый фон).

Выводы

Выявлена высокая корреляция между влажностью осадка, определенной традиционным методом по отношению масс до и после высушивания, и влажностью, рассчитанной из отношения пиков когерентного и некогерентного рассеяния серебра, полученных портативным РФА Olympus Vanta C. Получены коэффициенты для расчета влажности илов Балтийского моря из спектров рассеяния.

Выполнен сравнительный анализ значений концентраций элементов, изученных классическими методами в сухих осадках и при помощи портативного РФА Olympus Vanta C в осадках натуральной влажности. Показано, что портативный РФА позволяет получить надежные значения при анализе натуральных образцов, особенно для тяжелых элементов. Применение пересчета концентраций на сухой вес при помощи влажности позволяет улучшить сходимость данных, полученных различными методами. Однако следует проявлять осторожность с некоторыми элементами (например, Ti, Ni, Cu, As) из-за влияния на результаты анализа различных факторов (атомной массы элемента, содержание воды и органики в образцах). Для таких элементов предпочтительнее использовать отношения концентраций.

Изучены распределения свинца в коротких и длинных колонках осадков Гданьской впадины Балтийского моря. Определены коэффициенты пересчета значений свинца на значения, сопоставимые с полученными традиционными методами. Выявлен рост содержания свинца в верхних горизонтах длинных колонок, связанный с индустриализацией в Римский и Средневековые периоды. Максимальные содержания свинца (90–120 ppm) зафиксированы в коротких колонках и соответствуют современному индустриальному периоду 1970-х гг. Последующее снижение концентраций свинца в осадках коротких колонок соответствует улучшению экологической ситуации в 2000-х гг.

Выявлено систематическое размывание верхних 20–30 см осадков при отборе илов ударными грунтовыми трубками в Балтийском море.

Благодарности. Авторы благодарят профессора Дж. Ф. Бойла за помощь в определении влажности из спектров рассеяния, Д. Г. Борисова за плодотворное обсуждение результатов и стилистические правки текста, а также Е. П. Жолинскую за выполнение химических анализов на ААС. Мы также благодарим двух анонимных рецензентов, чьи замечания позволили значительно улучшить статью. Изучение влажности и сопоставление значений содержаний элементов выполнено в рамках госзадания ИО РАН (тема

№ FMWE-2024-0025), исследования распределения свинца в колонках донных осадков выполнено в рамках гранта РФФИ № 22-17-00170, <https://rscf.ru/project/22-17-00170/>.

Список литературы

- Блажчишин А. И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. — Калининград : Янтарный сказ, 1998. — 160 с.
- Емельянов Е. М., Кравцов В. А., Сивков В. В. *и др.* Токсичные вещества в донных осадках // Нефть и окружающая среда Калининградской области. Т. II: Море / под ред. В. В. Сивкова, Ю. С. Каджояна, О. Е. Пичужкиной *и др.* — Калининград : Терра Балтика, 2012. — С. 304–314.
- Ревенко А. Г. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ природных материалов. — Новосибирск : Наука, 1994. — 264 с.
- Яковлев Д. А., Радомская Т. А., Воронцов А. А. *и др.* Общая геохимия: учебное пособие (Изд. 2-е). — ИГУ, 2019.
- Belzunce Segarra M. J., Szefer P., Wilson M. J., *et al.* Chemical forms and distribution of heavy metals in core sediments from the Gdańsk Basin, Baltic Sea // Polish Journal of Environmental Studies. — 2007. — Vol. 16, no. 4. — P. 505–515.
- Berntsson A., Rosqvist G. C., Velle G. Late-Holocene temperature and precipitation changes in Vindelfjällen, mid-western Swedish Lapland, inferred from chironomid and geochemical data // The Holocene. — 2013. — Vol. 24, no. 1. — P. 78–92. — DOI: [10.1177/0959683613512167](https://doi.org/10.1177/0959683613512167).
- Borges C. S., Weindorf D. C., Nascimento D. C., *et al.* Comparison of portable X-ray fluorescence spectrometry and laboratory-based methods to assess the soil elemental composition: Applications for wetland soils // Environmental Technology & Innovation. — 2020. — Vol. 19. — P. 100826. — DOI: [10.1016/j.eti.2020.100826](https://doi.org/10.1016/j.eti.2020.100826).
- Boyle J. F., Chiverrell R. C., Schillereff D. Approaches to Water Content Correction and Calibration for μ XRF Core Scanning: Comparing X-ray Scattering with Simple Regression of Elemental Concentrations // Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences / ed. by I. W. Croudace, R. G. Rothwell. — Dordrecht : Springer Netherlands, 2015. — P. 373–390. — DOI: [10.1007/978-94-017-9849-5_14](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5_14).
- Croudace I. W., Rothwell R. G., eds. Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences. — Springer Netherlands, 2015. — DOI: [10.1007/978-94-017-9849-5](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5).
- Cuven S., Francus P., Lamoureux S. Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic // Quaternary Science Reviews. — 2011. — Vol. 30, no. 19/20. — P. 2651–2665. — DOI: [10.1016/j.quascirev.2011.05.019](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.019).
- Emelyanov E. M., ed. Geology of the Gdansk Basin. Baltic Sea. — Kaliningrad : Yantarny skaz, 2002. — 496 p.
- Glasby G. P., Szefer P. Marine pollution in Gdansk Bay, Puck Bay and the Vistula Lagoon, Poland: An overview // The Science of The Total Environment. — 1998. — Vol. 212, no. 1. — P. 49–57. — DOI: [10.1016/S0048-9697\(97\)00333-1](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(97)00333-1).
- Glasby G. P., Szefer P., Geldon J., *et al.* Heavy-metal pollution of sediments from Szczecin Lagoon and the Gdansk Basin, Poland // Science of The Total Environment. — 2004. — Vol. 330, no. 1–3. — P. 249–269. — DOI: [10.1016/j.scitotenv.2004.04.004](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.04.004).
- Glazkova T., Hernández-Molina F. J., Dorokhova E., *et al.* Sedimentary processes in the Discovery Gap (Central-NE Atlantic): An example of a deep marine gateway // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. — 2022. — Vol. 180. — P. 103681. — DOI: [10.1016/j.dsr.2021.103681](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103681).
- Grigelis A., Gelumbauskaitė L. Ž., Cato I., *et al.* Bottom topography and sediment maps of the Central Baltic Sea : scale 1:500 000 : a short description. — Lithuanian Geological Institute, Geological Survey of Sweden *et al.*, 1999. — 24 p. — DOI: [10.13140/2.1.4477.7288](https://doi.org/10.13140/2.1.4477.7288).
- Hahn A., Bowen M. G., Clift P. D., *et al.* Testing the analytical performance of handheld XRF using marine sediments of IODP Expedition 355 // Geological Magazine. — 2019. — Vol. 157, no. 6. — P. 956–960. — DOI: [10.1017/S0016756819000189](https://doi.org/10.1017/S0016756819000189).
- HELCOM. Bathymetry of the Baltic Sea (BALANCE). — 2009. — URL: <https://archive.iwlearn.net/helcom.fi/stc/files/Data/BALANCEdata/metadata/Bathymetry.htm> (visited on 09/15/2023).
- HELCOM. Ecosystem Health of the Baltic Sea 2003–2007: HELCOM Initial Holistic Assessment. — Baltic Sea Environment Proceedings No. 122, 2010. — URL: <http://www.springer.com/978-94-017-9848-8>.
- Ivanova E., Borisov D., Dmitrenko O., *et al.* Hiatuses in the late Pliocene-Pleistocene stratigraphy of the Ioffe calcareous contourite drift, western South Atlantic // Marine and Petroleum Geology. — 2020. — Vol. 111. — P. 624–637. — DOI: [10.1016/j.marpetgeo.2019.08.031](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.031).

- Löwemark L., Chen H.-F., Yang T.-N., *et al.* Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes // *Journal of Asian Earth Sciences*. — 2011. — Vol. 40, no. 6. — P. 1250–1256. — DOI: [10.1016/j.jseaes.2010.06.002](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.06.002).
- MacLachlan S. E., Hunt J. E., Croudace I. W. An Empirical Assessment of Variable Water Content and Grain-Size on X-Ray Fluorescence Core-Scanning Measurements of Deep Sea Sediments // *Developments in Paleoenvironmental Research*. — Springer Netherlands, 2015. — P. 173–185. — DOI: [10.1007/978-94-017-9849-5_6](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5_6).
- Ponomarenko E. Holocene palaeoenvironment of the central Baltic Sea based on sediment records from the Gotland Basin // *Regional Studies in Marine Science*. — 2023. — Vol. 63. — P. 102992. — DOI: [10.1016/j.rsma.2023.102992](https://doi.org/10.1016/j.rsma.2023.102992).
- Shahabi-Ghahfarokhi S., Josefsson S., Apler A., *et al.* Baltic Sea sediments record anthropogenic loads of Cd, Pb, and Zn // *Environmental Science and Pollution Research*. — 2020. — Vol. 28, no. 5. — P. 6162–6175. — DOI: [10.1007/s11356-020-10735-x](https://doi.org/10.1007/s11356-020-10735-x).
- Szefer P., Skwarzec B. Distribution and possible sources of some elements in the sediment cores of the Southern Baltic // *Marine Chemistry*. — 1988. — Vol. 23, no. 1/2. — P. 109–129. — DOI: [10.1016/0304-4203\(88\)90026-6](https://doi.org/10.1016/0304-4203(88)90026-6).
- Uscinowicz S., ed. *Geochemistry of Baltic Sea surface sediments*. — Polish Geological Institute-National Research Institute, 2011.
- Virtasalo J. J., Ryabchuk D., Kotilainen A. T., *et al.* Middle Holocene to present sedimentary environment in the easternmost Gulf of Finland (Baltic Sea) and the birth of the Neva River // *Marine Geology*. — 2014. — Vol. 350. — P. 84–96. — DOI: [10.1016/j.margeo.2014.02.003](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.003).
- Weltje G. J., Bloemsmma M. R., Tjallingii R., *et al.* Prediction of Geochemical Composition from XRF Core Scanner Data: A New Multivariate Approach Including Automatic Selection of Calibration Samples and Quantification of Uncertainties // *Developments in Paleoenvironmental Research*. — Springer Netherlands, 2015. — P. 507–534. — DOI: [10.1007/978-94-017-9849-5_21](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5_21).
- Weltje G. J., Tjallingii R. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2008. — Vol. 274, no. 3/4. — P. 423–438. — DOI: [10.1016/j.epsl.2008.07.054](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.054).
- Zillén L., Lenz C., Jilbert T. Stable lead (Pb) isotopes and concentrations - A useful independent dating tool for Baltic Sea sediments // *Quaternary Geochronology*. — 2012. — Vol. 8. — P. 41–45. — DOI: [10.1016/j.quageo.2011.11.001](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.11.001).

WATER CONTENT AND Pb CONCENTRATIONS IN THE BOTTOM
SEDIMENTS OF THE GDANSK DEEP (SOUTH-EASTERN BALTIC SEA)
ACCORDING TO THE PORTABLE X-RAY FLUORESCENCE ANALYZER
OLYMPUS VANTA CD. N. Laskina^{**1,2}, E. V. Dorokhova^{1,2}, and Yu. V. Koroleva²¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Russia²Immanuel Kant Baltic Federal University, Russia****Correspondence to:** Daria Laskina, drlaskina@gmail.com

This work describes a method for determining the water content in sediments from the Gulf of Gdansk of the Baltic Sea, which is based on the analysis of spectral data obtained using the portable X-ray fluorescence analyzer (XRF) Olympus Vanta C. The water content calculated from the XRF spectral data showed a high correlation ($r = 0.95$) with those measured using the conventional method of drying to constant mass. This allows the conversion between the results obtained using the portable XRF analyzer on bulk sediments to those obtained on dried sediments. Comparison of the converted data from the portable analyzer with the results of element composition analysis performed on dried homogenized samples using the wavelength-dispersive XRF analyzer Spectroscan-Max-G and atomic absorption spectrophotometer Varian AA240FS showed high correlation coefficients for Mn, Ca, K, Zn, Pb, As and low coefficients for Fe, Co, Ti, Ni, Cu and Sr. The results of the analysis using the portable XRF spectrometer, converted to dry weight of the sediment, were used to study the distribution of Pb concentrations in the sediments of the Gulf of Gdansk. An increase in Pb content up to 60 ppm was observed in the upper part of sediment cover. This increase is likely associated with the intensification of anthropogenic activities in AD 1 and AD 1200. Maximum lead concentrations up to 124 ppm were found in near-surface sediments, likely related to the period of industrialization in the 1970s.

Keywords: sediment cores, Spectroscan-Maks-G, coherent and incoherent scattering, anthropogenic source of lead input.

Received: 10 June 2023

Accepted: 10 November 2023

Published: 12 July 2024



© 2024. The Authors.

Citation: Laskina, D. N., E. V. Dorokhova, and Yu. V. Koroleva (2024), Water Content and Pb Concentrations in the Bottom Sediments Of The Gdansk Deep (South-Eastern Baltic Sea)

According to the Portable X-Ray Fluorescence Analyzer Olympus Vanta C, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3003, <https://doi.org/10.2205/2024ES000879> EDN: XVPFOK

References

- Belzunce Segarra M. J., Szefer P., Wilson M. J., *et al.* Chemical forms and distribution of heavy metals in core sediments from the Gdańsk Basin, Baltic Sea // *Polish Journal of Environmental Studies*. — 2007. — Vol. 16, no. 4. — P. 505–515.
- Berntsson A., Rosqvist G. C., Velle G. Late-Holocene temperature and precipitation changes in Vindelfjällen, mid-western Swedish Lapland, inferred from chironomid and geochemical data // *The Holocene*. — 2013. — Vol. 24, no. 1. — P. 78–92. — DOI: [10.1177/0959683613512167](https://doi.org/10.1177/0959683613512167).
- Blazhchishin A. I. Paleogeography and evolution of Late Quaternary sedimentation in the Baltic Sea. — Kaliningrad : Yantarny skaz, 1998. — P. 160.

- Borges C. S., Weindorf D. C., Nascimento D. C., *et al.* Comparison of portable X-ray fluorescence spectrometry and laboratory-based methods to assess the soil elemental composition: Applications for wetland soils // *Environmental Technology & Innovation*. — 2020. — Vol. 19. — P. 100826. — DOI: [10.1016/j.eti.2020.100826](https://doi.org/10.1016/j.eti.2020.100826).
- Boyle J. F., Chiverrell R. C., Schillereff D. Approaches to Water Content Correction and Calibration for μ XRF Core Scanning: Comparing X-ray Scattering with Simple Regression of Elemental Concentrations // *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences* / ed. by I. W. Croudace, R. G. Rothwell. — Dordrecht : Springer Netherlands, 2015. — P. 373–390. — DOI: [10.1007/978-94-017-9849-5_14](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5_14).
- Croudace I. W., Rothwell R. G., eds. *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. — Springer Netherlands, 2015. — DOI: [10.1007/978-94-017-9849-5](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5).
- Cuven S., Francus P., Lamoureux S. Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic // *Quaternary Science Reviews*. — 2011. — Vol. 30, no. 19/20. — P. 2651–2665. — DOI: [10.1016/j.quascirev.2011.05.019](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.019).
- Emelyanov E. M., ed. *Geology of the Gdansk Basin. Baltic Sea*. — Kaliningrad : Yantarny skaz, 2002. — P. 496.
- Emelyanov E. M., Kravtsov V. A., Sivkov V. V., *et al.* Toxic substances in bottom sediments // *Oil and environment of the Kaliningrad region. Vol. II: Sea* / ed. by V. V. Sivkov, Y. S. Kadzhoyan, O. E. Pichuzhkina, *et al.* — Kaliningrad : Terra Baltica, 2012. — P. 304–314.
- Glasby G. P., Szefer P. Marine pollution in Gdansk Bay, Puck Bay and the Vistula Lagoon, Poland: An overview // *The Science of The Total Environment*. — 1998. — Vol. 212, no. 1. — P. 49–57. — DOI: [10.1016/S0048-9697\(97\)00333-1](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(97)00333-1).
- Glasby G. P., Szefer P., Geldon J., *et al.* Heavy-metal pollution of sediments from Szczecin Lagoon and the Gdansk Basin, Poland // *Science of The Total Environment*. — 2004. — Vol. 330, no. 1–3. — P. 249–269. — DOI: [10.1016/j.scitotenv.2004.04.004](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.04.004).
- Glazkova T., Hernández-Molina F. J., Dorokhova E., *et al.* Sedimentary processes in the Discovery Gap (Central-NE Atlantic): An example of a deep marine gateway // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. — 2022. — Vol. 180. — P. 103681. — DOI: [10.1016/j.dsr.2021.103681](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103681).
- Grigelis A., Gelumbauskaitė L. Ž., Cato I., *et al.* Bottom topography and sediment maps of the Central Baltic Sea : scale 1:500 000 : a short description. — Lithuanian Geological Institute, Geological Survey of Sweden *et al.*, 1999. — P. 24. — DOI: [10.13140/2.1.4477.7288](https://doi.org/10.13140/2.1.4477.7288).
- Hahn A., Bowen M. G., Clift P. D., *et al.* Testing the analytical performance of handheld XRF using marine sediments of IODP Expedition 355 // *Geological Magazine*. — 2019. — Vol. 157, no. 6. — P. 956–960. — DOI: [10.1017/S0016756819000189](https://doi.org/10.1017/S0016756819000189).
- HELCOM. Bathymetry of the Baltic Sea (BALANCE). — 2009. — (visited on 2023/09/15). <https://archive.iwlearn.net/helcom.fi/stc/files/Data/BALANCEdata/metadata/Bathymetry.htm>.
- HELCOM. Ecosystem Health of the Baltic Sea 2003-2007: HELCOM Initial Holistic Assessment. — Baltic Sea Environment Proceedings No. 122, 2010.
- Ivanova E., Borisov D., Dmitrenko O., *et al.* Hiatuses in the late Pliocene-Pleistocene stratigraphy of the Ioffe calcareous contourite drift, western South Atlantic // *Marine and Petroleum Geology*. — 2020. — Vol. 111. — P. 624–637. — DOI: [10.1016/j.marpetgeo.2019.08.031](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.031).
- Löwemark L., Chen H.-F., Yang T.-N., *et al.* Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes // *Journal of Asian Earth Sciences*. — 2011. — Vol. 40, no. 6. — P. 1250–1256. — DOI: [10.1016/j.jseaes.2010.06.002](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.06.002).
- MacLachlan S. E., Hunt J. E., Croudace I. W. An Empirical Assessment of Variable Water Content and Grain-Size on X-Ray Fluorescence Core-Scanning Measurements of Deep Sea Sediments // *Developments in Paleoenvironmental Research*. — Springer Netherlands, 2015. — P. 173–185. — DOI: [10.1007/978-94-017-9849-5_6](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5_6).
- Ponomarenko E. Holocene palaeoenvironment of the central Baltic Sea based on sediment records from the Gotland Basin // *Regional Studies in Marine Science*. — 2023. — Vol. 63. — P. 102992. — DOI: [10.1016/j.rsma.2023.102992](https://doi.org/10.1016/j.rsma.2023.102992).
- Revenko A. G. X-ray fluorescence analysis of natural materials. — Novosibirsk : Nauka, 1994. — P. 264.
- Shahabi-Ghahfarokhi S., Josefsson S., Apler A., *et al.* Baltic Sea sediments record anthropogenic loads of Cd, Pb and Zn // *Environmental Science and Pollution Research*. — 2020. — Vol. 28, no. 5. — P. 6162–6175. — DOI: [10.1007/s11356-020-10735-x](https://doi.org/10.1007/s11356-020-10735-x).
- Szefer P., Skwarzec B. Distribution and possible sources of some elements in the sediment cores of the Southern Baltic // *Marine Chemistry*. — 1988. — Vol. 23, no. 1/2. — P. 109–129. — DOI: [10.1016/0304-4203\(88\)90026-6](https://doi.org/10.1016/0304-4203(88)90026-6).
- Uscinowicz S., ed. *Geochemistry of Baltic Sea surface sediments*. — Polish Geological Institute-National Research Institute, 2011.

- Virtasalo J. J., Ryabchuk D., Kotilainen A. T., *et al.* Middle Holocene to present sedimentary environment in the easternmost Gulf of Finland (Baltic Sea) and the birth of the Neva River // *Marine Geology*. — 2014. — Vol. 350. — P. 84–96. — DOI: [10.1016/j.margeo.2014.02.003](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.003).
- Weltje G. J., Bloemsma M. R., Tjallingii R., *et al.* Prediction of Geochemical Composition from XRF Core Scanner Data: A New Multivariate Approach Including Automatic Selection of Calibration Samples and Quantification of Uncertainties // *Developments in Paleoenvironmental Research*. — Springer Netherlands, 2015. — P. 507–534. — DOI: [10.1007/978-94-017-9849-5_21](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5_21).
- Weltje G. J., Tjallingii R. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2008. — Vol. 274, no. 3/4. — P. 423–438. — DOI: [10.1016/j.epsl.2008.07.054](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.054).
- Yakovlev D. A., Radomskaya T. A., Vorontsov A. A., *et al.* General geochemistry: textbook (2nd edition). — ISU, 2019.
- Zillén L., Lenz C., Jilbert T. Stable lead (Pb) isotopes and concentrations - A useful independent dating tool for Baltic Sea sediments // *Quaternary Geochronology*. — 2012. — Vol. 8. — P. 41–45. — DOI: [10.1016/j.quageo.2011.11.001](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.11.001).

WAVEFORM OF THE REFLECTED IMPULSE AT THE
OBLIQUE SOUNDING OF THE SEA SURFACEV. Yu. Karaev¹ , Yu. A. Titchenko¹ , M. A. Panfilova¹ ,
E. M. Meshkov¹ , and D. A. Kovaldov¹ ¹Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod, Russia

* Correspondence to: Vladimir Karaev, volody@ipfran.ru.

Abstract: The height of sea waves is one of the most important characteristics describing the wave climate of the ocean. At the present, the main radar for remote measurement of wave heights is an altimeter. Measurements are performed at the vertical sounding (incidence angle equal to zero). The Brown model was developed to describe the waveform of the reflected impulse at the vertical sounding. There is no theoretical model for the case of oblique sounding. In the Kirchhoff approximation, the theoretical task about waveform of the reflected impulse at oblique sounding was considered. In the result of the investigation, the analytical formula for the waveform of the reflected impulse for oblique sounding at the small incidence angles ($< 12^\circ$) for a microwave radar with a narrow antenna beam was obtained. The waveform of the reflected impulse depends on the width of antenna beam, incidence angle, impulse duration, significant wave height (SWH), altitude of the radar, mean square slopes of large-scale, in comparison with radar wavelength, sea waves. It is shown that possibility exist to retrieve SWH using waveform the reflected impulse at the oblique sounding.

Keywords: altimeter, waveform of the reflected impulse, oblique sounding, significant wave height

Citation: Karaev, V. Yu., Yu. A. Titchenko, M. A. Panfilova, E. M. Meshkov, and D. A. Kovaldov (2024), Waveform of the Reflected Impulse at the Oblique Sounding of the Sea Surface, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3004, EDN: RZDKCC, <https://doi.org/10.2205/2024es000910>

1. Introduction

Over a long time, regular measurements at small incidence angles have been performed by two types of radars: 1) altimeters, that operate during nadir sounding (incidence angle ~ 0 degrees) [Fu and Cazenave, 2000; Zieger et al., 1991] and 2) dual-frequency precipitation radar of the GPM satellite [Japan Aerospace Exploration Agency, 2014] (Global Precipitation Measurement), which operates in scanning mode (incidence angle $\sim \pm 18$ degrees). In 2018, the Chinese-French satellite (CFOSAT) was launched into orbit, on board of which a SWIM radar was installed. SWIM is performing measurements at the small incidence angles (0–10 degrees) [Hauser et al., 2001, 2017]. Its main task is to measure the spatial spectrum of sea waves. In 2022, the SWOT satellite was launched into orbit, which also performs measurements at low incidence angles (< 10 degrees) [Fu et al., 2009; NASA, 2024]. SWOT performs a global survey of the Earth's surface water, collecting detailed measurements of how water bodies change over time.

It is usually assumed that backscattering at small incidence angles is quasi-specular and occurs in facets of the wave profile oriented perpendicular to the incident electromagnetic waves. In this case, the Kirchhoff method is used to describe the backscattered field [Barrick, 1968; Garnaker'yan, 1978; Isakovich, 1952; Valenzuela, 1978]. In the microwave range, a two-scale model (TSM) is used to describe the sea surface and the wave spectrum is divided into two parts: large-scale sea waves and small-scale sea waves compared to the radar wavelength [Fuks, 1966; Kurjanov, 1962; Wright, 1968].

This model for describing the scattering of electromagnetic waves at small incidence angles made it possible to obtain an analytical formula for the waveform of the reflected impulse (Brown model) during nadir sounding [Brown, 1977]. The leading edge of the

RESEARCH ARTICLE

Received: 25 January 2024

Accepted: 8 May 2024

Published: 17 July 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/>).

reflected impulse contains information about the significant wave height (SWH) and the developed algorithms make it possible to determine it [Fu and Cazenave, 2000]. As a result, the orbital altimeter is the only orbital radar that measures the SWH in the World Ocean on a regular basis. If an altimeter with a wide antenna beam is used, then the mean square slopes (*mss*) of sea waves can be determined from the trailing edge of the reflected impulse [Karaev, V. Yu. et al., 2014; Titchenko, Yu. et al., 2024]. The dual-frequency altimeter can measure the height of low intensity waves [Ka and Baskakov, 2015; Ka et al., 2016]. A special place is occupied by the “delay/Doppler” altimeter which represents a new class of altimeter [Raney, 1998, 2012]. Thus, measurements at small incidence angles are being actively developed.

The disadvantage of the altimeter is that measurements are performed during nadir sounding, and a small deviation from the vertical leads to a rapid deterioration in precision. This problem first appeared on the Jason series satellites, where deviations from the vertical of more than 0.5° were observed. This required improving the Brown model, which was done by taking into account the following term in the series expansion in the Amarouch model [Amarouche et al., 2004].

However, the improved model for the waveform of the reflected impulse is only valid for small deviations from the vertical (< 1°). Currently there is no model for the waveform of the reflected impulse at small incidence angles (3°–12°). The advantage of measurements at small incidence angles is that measurements can be performed not only along the track, but also in a swath, the width of which is determined by the selected interval of incidence angles.

In this research, within the framework of a two-scale model (TSM) of a scattering surface and the Kirchhoff method, a formula for the waveform of a reflected impulse for a microwave radar with a narrow antenna beam ($\delta_x, \delta_y < 1^\circ$) is obtained for the first time.

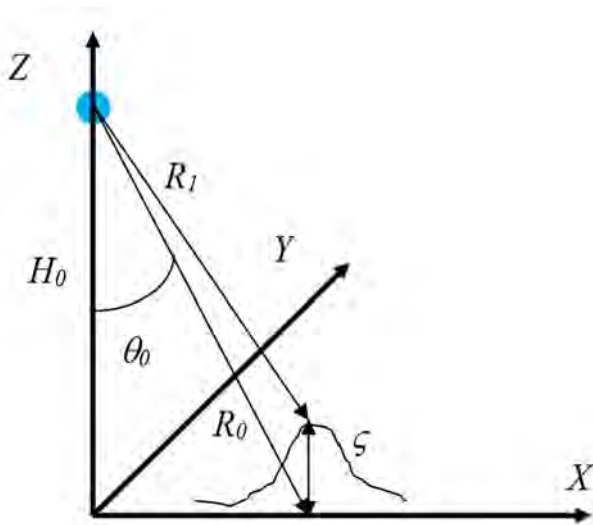


Figure 1. Scheme of measurement: H_0 – altitude of radar, θ_0 – incidence angle, R_0 – distance to XY plane, R_1 distance until scattering point and $\zeta(\vec{r}, t)$ – height of scattering surface in the point of the backscattering.

2. Initial problem

Let's consider at the measurement scheme in Figure 1. The radar is located at an altitude H_0 from the scattering surface. Measurements are taken at the incidence angle θ_0 , the distance to the XY plane is R_0 and the distance to the reflection point is R_1 . The scattering surface is described by a random function $\zeta(\vec{r}, t)$ with Gaussian function of distribution of heights.

To describe the reflection of microwave signal by the sea surface, the concept of a two-scale model (TSM) is introduced. The scattering surface appears as a large-scale, compared to the radar wavelength, sea surface covered with short ripples. Within the framework of the TSM, sea waves are divided into large-scale waves and small-scale waves (ripples) in comparison with the radar wavelength. It is suggested, that at the small incidence angles (< 12°), backscattering mechanism is quasi-specular and occurs on the facets of the wave profile oriented perpendicular to the incident electromagnetic waves. The statistics of such facets is determined by the mean square slopes (*mss*) of large-scale waves.

The backscattering electromagnetic field near the receiving antenna is given by the following formula [Bass and Fuks, 1979; Zubkovich, 1968]

$$E_{\text{scat}} = \frac{R_{\text{eff}} \cdot E_0 k}{2\pi R_0^2 \cos \theta_0 \cdot i} \int_S \exp[-2kR \cdot i] \cdot G^2(\vec{r}) d\vec{r},$$

where R_{eff} is the effective reflection coefficient which introduced instead of Fresnel coefficient to take into account the influence of the ripple on the amplitude of the reflection

signal; E_0 is the amplitude of the emitted field near antenna and S – square of antenna footprint.

To simplify subsequent mathematical transformations, it is assumed that sounding is performed along the X axis and the antenna beam in the Cartesian coordinate system can be represented by the following formula [Zubkovich, 1968]

$$G(\vec{r}) = \exp\left[-1.38\left(\frac{\cos^4 \theta_0}{H_0^2 \delta_x^2}(x - x_0)^2 + \frac{y^2 \cos^2 \theta_0}{H_0^2 \delta_y^2}\right)\right],$$

where δ_x and δ_y are the width of the antenna beam at the 0.5 power level in the elevation and azimuth planes, respectively.

To calculate the dependence the power of the reflected signal on the time (waveform of the backscattered impulse), the following formula are used

$$P(t) = \langle E_{\text{scat}}(t)E_{\text{scat}}^*(t) \rangle,$$

where brackets denote statistical averaging over the sea waves and hence

$$P(t) \sim \left\langle \int G^2(\vec{r}_1)G^2(\vec{r}_2)\exp[-2i\vec{k}\vec{R}_2]\exp[2i\vec{k}\vec{R}_1]d\vec{r}_1d\vec{r}_2 \right\rangle,$$

where the distances from radar to the reflection points are R_1 and R_2 .

In this formula and in further transformations, terms will be omitted that are important for calculating the power of the reflected signal (a backscattering radar cross section – RCS), but do not affect the waveform of the reflected impulse.

Let us expand R_1 and R_2 into a series relative to the center of the antenna footprint R_0 and saving only significant terms, obtain the following formula [Bass and Fuks, 1979]

$$P(t) \sim \int G^4(\vec{r}) \times \exp\left[-2ik\left(\sin \theta_0 \rho_x + \frac{\cos^3 \theta_0}{H_0}(x_1 - x_0)\rho_x + \frac{\cos \theta_0}{H_0}y_1\rho_y\right)\right] \times \left\langle \exp\left[2ik \cos \theta_0(\zeta_2 - \zeta_1)\right] \right\rangle d\vec{r}d\vec{\rho},$$

where was used the following assumption: $\vec{r}_2 = \vec{r}_1 + \vec{\rho} = \vec{r} + \vec{\rho}$. The distribution function of sea wave heights is Gaussian, so averaging over a statistical ensemble is easily performed [Bass and Fuks, 1979; Tikhonov, 1982], and the following formula was obtained

$$\left\langle \exp[2ik \cos \theta_0(\zeta_2 - \zeta_1)] \right\rangle = \exp\left[-2k^2 \cos^2 \theta_0(mss_{xx}\rho_x^2 + mss_{yy}\rho_y^2)\right],$$

where mss_{xx} and mss_{yy} are mss of large-scale waves along X and Y axis respectively. As a result, the formula for the reflected signal power has the following form

$$P(t) \sim \int \exp\left[-5.52\left(\frac{\cos^4 \theta_0}{H_0^2 \delta_x^2}(x - x_0)^2 + \frac{\cos^2 \theta_0}{H_0^2 \delta_y^2}y^2\right)\right] \times \exp\left[-2ik\left(\sin \theta_0 \rho_x + \frac{\cos^3 \theta_0}{H_0}(x - x_0)\rho_x + \frac{\cos \theta_0}{H_0}y\rho_y\right)\right] \times \exp\left[-2k^2 \cos^2 \theta_0(mss_{xx}\rho_x^2 + mss_{yy}\rho_y^2)\right] dx dy d\rho_x d\rho_y.$$

Dependence of the reflected power on the time describes the waveform of the reflected impulse. After integration over $d\vec{\rho}$, the formula for the waveform of the reflected impulse has the following kind

$$P(t) \sim \int_S \exp \left[-5.52 \left(\frac{\cos^4 \theta_0}{H_0^2 \delta_x^2} (x - x_0)^2 + \frac{\cos^2 \theta_0}{H_0^2 \delta_y^2} y^2 \right) \right] \times \exp \left[-\frac{1}{\cos^2 \theta_0 m_{ss_{xx}}} \left(\frac{\sin \theta_0 \cos^3 \theta_0}{H_0} (x - x_0) + \frac{\cos^6 \theta_0}{2H_0^2} (x - x_0)^2 \right) \right] \times \exp \left[-\frac{y^2}{2H_0^2 m_{ss_{yy}}} \right] dx dy.$$

Thus, it is necessary to integrate the following formula

$$I_{xy} = \int_S \exp \left[-5.52 \left(\frac{\cos^4 \theta_0}{H_0^2 \delta_x^2} (x - x_0)^2 + \frac{\cos^2 \theta_0}{H_0^2 \delta_y^2} y^2 \right) \right] \times \exp \left[-\frac{1}{\cos^2 \theta_0 m_{ss_{xx}}} \left(\frac{\sin \theta_0 \cos^3 \theta_0}{H_0} (x - x_0) + \frac{\cos^6 \theta_0}{2H_0^2} (x - x_0)^2 \right) \right] \times \exp \left[-\frac{y^2}{2H_0^2 m_{ss_{yy}}} \right] dx dy. \tag{1}$$

The problem of integration of formula (1) over a footprint is not simple. However, with oblique sounding and short impulse duration, the task is simplified.

In a conventional altimeter (incidence angle equal to zero), the incident spherical wave reaches the surface at a point directly below the radar and illuminates a circle, which eventually turns into a running ring.

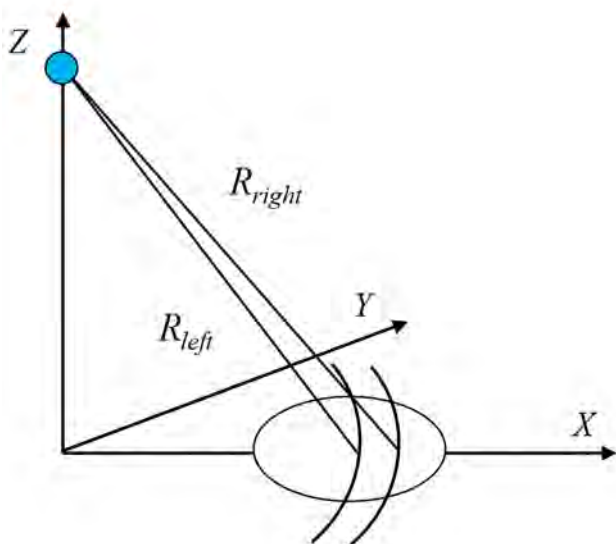


Figure 2. Scheme of measurement.

During oblique sounding (the incidence angle is non-zero), the incident wave also illuminates a circle on the reflecting surface, the size of which increases with time. The maximum size of the circle is determined by the duration of the emitted impulse. After this, the circle turns into a running ring, the radius of which increases over time. The antenna beam forms a footprint on the surface and at some point of time the running ring reaches the footprint (see Figure 2). At this moment, the receiving antenna receives the reflected signal.

When integrating over dx and dy it is necessary to take into account the features of oblique sounding. The boundaries of the ring are specified by R_{left} and R_{right} and its width depends on the impulse duration τ_{imp} , because $R_{right} - R_{left} = c\tau_{imp}/2$ (see Figure 2), where c – speed of light.

On the other hand, they can be expressed in terms of the incidence angles for the right and left boundaries of the ring, i.e.

$$H_0 = R_{right} \cos \theta_{right}, \quad H_0 = R_{left} \cos \theta_{left}.$$

Thus, it is possible to calculate the difference in incidence angles between the left and right boundaries of the ring, i.e. determine the width of the ring in degrees. This it is necessary for comparison with the antenna beam.

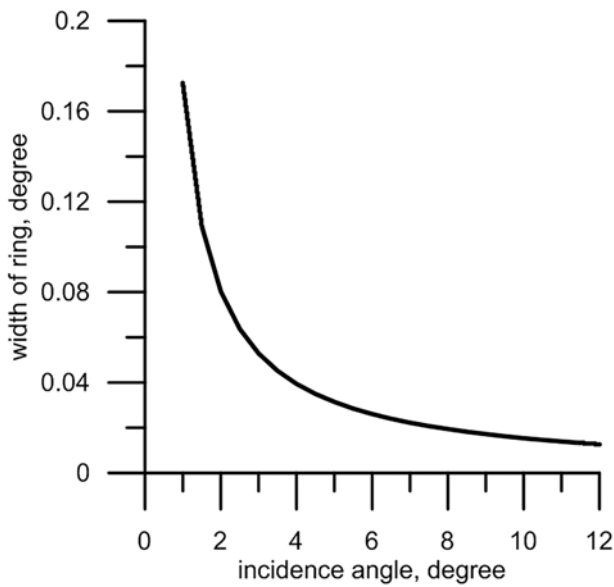


Figure 3. Dependence of the width of ring on the incidence angle: $H_0 = 10,000$ m and $\tau_{imp} = 3.2$ ns.

Figure 3 shows the dependence of the ring width in degrees on the current incidence angle for an altitude of 10,000 m (airplane) and impulse duration 3.2 ns. Since the current incidence angle depends on time, this dependence can also be interpreted as the dependence of the difference in angles on the propagation time. As the incidence angle increases, the size of the ring “narrows” in degrees.

The second factor affecting the width of the ring is the impulse duration. The shorter the impulse, the narrower the ring.

Let a radar (altimeter) has a narrow antenna beam, for example 0.2° – 0.5° . For a short impulse used in altimetry, the width of the ring is much smaller than the radar footprint. This fact simplifies further transformations. In this case it is possible to assume that the integrands with respect to X are “slow” and practically do not change over the width of the ring. This allows to take them out from under the sign of the integral over X and take the integral over Y over infinite limits. The integral over X will give us a slowly varying function, which can be considered a constant in radar footprint.

After integration (1), the formula for the dependence of the power of the reflected signal on time (the waveform of the reflected impulse) was obtained

$$P(t) \sim \exp[-(x - x_0)^2 A_x] \exp[-A_{xx}(x - x_0)], \tag{2}$$

where $A_x = 5.52 \frac{\cos^4 \theta_0}{H_0^2 \delta_x^2} + \frac{\cos^4 \theta_0}{2H_0^2 m s s_{xx}}$, $A_{xx} = \frac{\sin \theta_0 \cos \theta_0}{H_0 m s s_{xx}}$.

A comparison of the waveform of reflected impulses for vertical (left) [Karaev, V. Yu. et al., 2014] and oblique (right) sounding is shown in Figure 4. Calculations were done for $\tau_{imp} = 3.2$ ns, $H_0 = 10,000$ m, $\delta = 0.5^\circ$, $\theta = 8^\circ$.

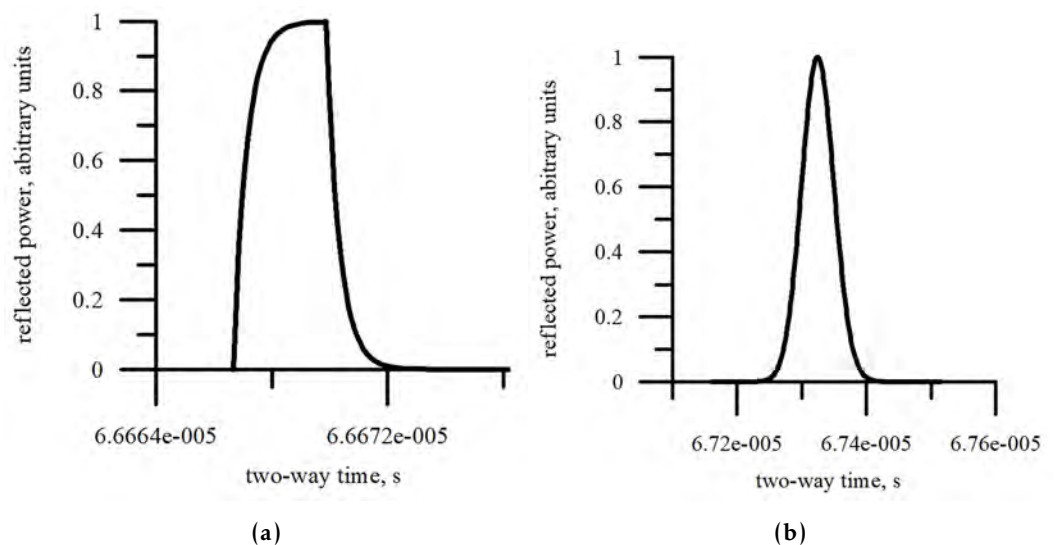


Figure 4. Dependence of the power of the reflected signal on two-way time for nadir sounding (top) and oblique sounding (8° – bottom): impulse duration 3.2 ns, width of antenna beam 0.5° , distance 10000 m.

From the comparison it is clear that the reflected impulse during vertical sounding of a flat surface is much narrower than the reflected impulse during oblique sounding. This is explained by the fact that in the first case, the duration of the reflected impulse is largely determined by the duration of the incident impulse. Thanks to this, altimeters accurately measure the distance from the radar to the reflecting surface [Fu and Cazenave, 2000].

At the oblique sounding, the width of the reflected impulse strongly depends on the incidence angle and the width of the antenna beam (footprint). The narrow ring “runs” across the antenna beam and repeats its form therefore the reflected impulse is significantly broadened. In result, the precision of measuring the distance from the radar to the reflecting surface with an oblique altimeter will be low.

Now consider backscattering from a sea surface that is not flat. Conventional altimeters measure the SWH with good precision [Fu and Cazenave, 2000]. To assess the possibility of measuring the SWH using an oblique altimeter, a formula for the waveform of the reflected impulse was obtained.

To move from a flat surface to sea waves, it is necessary to perform averaging over heights of sea waves. As is known, the height distribution function of sea waves is Gaussian. However, for further transformations it is better to move to its representation in the time domain, i.e.

$$W(\tau) = \frac{\exp\left[-\frac{\tau^2}{2\sigma_t^2}\right]}{\sqrt{2\pi\sigma_t^2}}, \tag{3}$$

where $t = \frac{2c}{c}$.

Then the waveform of the reflected impulse is a convolution of the waveform of the impulse from a flat surface (2) and the distribution function of sea wave heights (3)

$$F(t) = \int W(\tau) \times P(t - \tau) d\tau. \tag{4}$$

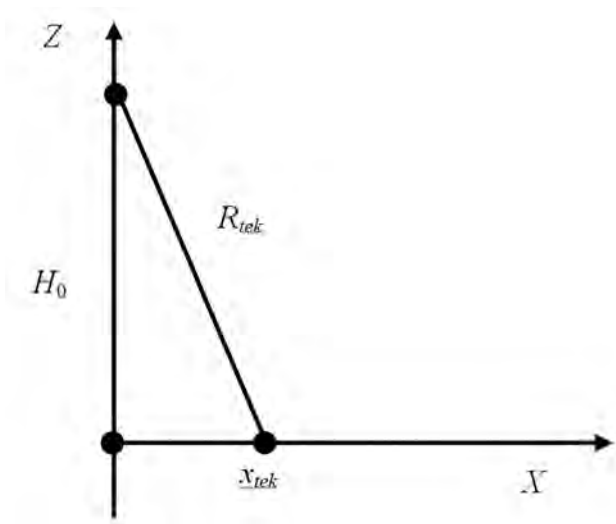


Figure 5. Scheme of sounding.

Both integrands in formula (4) depend on time. Consequently, for further transformations it is necessary to move from spatial coordinates to time in the formula (2) for waveform of the impulse. Figure 5 shows the sounding scheme and the position of the current point x_{tek} is given by the following formula

$$x_{tek}^2 = R_{tek}^2 - H_0^2 \cong H_0 c \tau_{tek},$$

where time τ_{tek} is counted from the moment the leading edge of the incident impulse touches the XY plane ($\theta_0 = 0^\circ$).

Then the difference $x - x_0$ will take the form

$$x - x_0 = \sqrt{H_0 c \tau_{tek}} - \sqrt{H_0 c \tau_0} = (\sqrt{\tau_{tek}} - \sqrt{\tau_0}) \sqrt{H_0 c},$$

where τ_0 corresponds to the center of the footprint of antenna beam on the XY plane. This replacement complicates the integrand in formula (4) and obtaining an analytical expression for the waveform of the reflected impulse becomes impossible.

Let us take advantage of the fact that the antenna beam is assumed to be narrow and in the formation of the reflected impulse it will take a surface area near the center of the footprint, i.e. near point x_0 or time τ_0 . Then

$$x = \sqrt{H_0 c (\tau_0 + \Delta\tau)} \cong \sqrt{H_0 c \tau_0} + \frac{H_0 c}{2\sqrt{H_0 c \tau_0}} \Delta\tau - \frac{H_0^2 c^2}{4(H_0 c \tau_0)^{3/2}} \Delta\tau^2. \tag{5}$$

For given parameters of the measurement scheme, the third term of the expansion (5) can be neglected. As a result, it is assumed that

$$x - x_0 \cong \frac{1}{2} \sqrt{\frac{H_0 c}{\tau_0}} \Delta \tau.$$

Time τ_0 corresponding to the center of the antenna beam can be expressed in terms of the incidence angle and altitude

$$\tau_0 = \frac{H_0 \operatorname{tg}^2 \theta_0}{c}.$$

To find the waveform of the reflected impulse, it is necessary to calculate the following integral

$$F(t) \sim \int \exp\left[-\frac{\tau^2}{2\sigma_t^2}\right] \exp\left[-\frac{A_x c^2}{4 \operatorname{tg}^2 \theta_0} (\tau - t)^2\right] \exp\left[-\frac{A_{xx} c}{2 \operatorname{tg} \theta_0} (\tau - t)\right] d\tau.$$

As a result of further transformations, an analytical formula was obtained for the waveform of the reflected impulse during oblique sounding

$$F(\tau) \sim \exp\left[-\tau^2 \frac{A_x c^2}{4 \operatorname{tg}^2 \theta_0} \left(1 - \frac{4A_x \sigma_c^2}{c_x}\right)\right] \exp\left[-\tau \frac{A_{xx} c}{2 \operatorname{tg}^2 \theta_x} \left(1 - \frac{4A_x \sigma_c^2}{c_x}\right)\right], \quad (6)$$

where $c_x = 2 \operatorname{tg}^2 \theta_0 + 4A_x \sigma_c^2$.

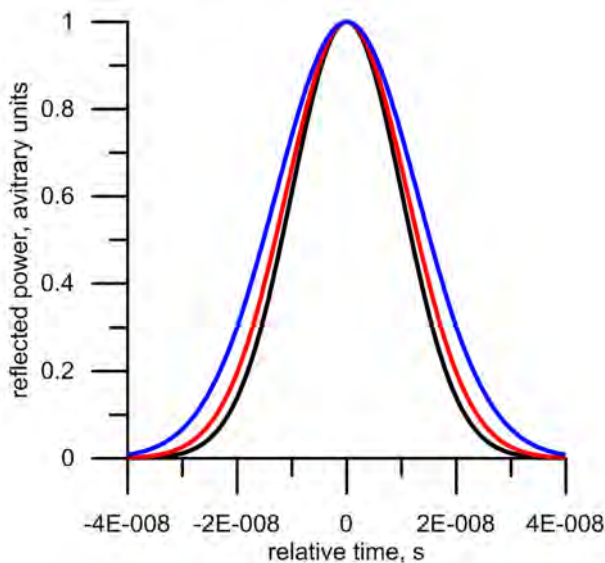


Figure 6. Waveforms of the reflected impulses for three values of SWH: 1 m (black curve), 3 m (red curve) and 5 m (blue curve). Altitude $H_0 = 10,000$ m; width of antenna beam $\delta_x = 0.2^\circ$; incidence angle $\theta_0 = 8^\circ$.

3. Discussion

The waveform of the reflected impulse depends on the following parameters: the width of the antenna beam, the SWH, the incidence angle, the altitude of the radar, the *mss* of large-scale waves.

The slopes (*mss*) has a significant impact on the properties of the backscattered signal for the radar with a wide antenna beam [Karaev, V. Yu. et al., 2002, 2005; Meshkov and Karaev, 2004]. When using a narrow antenna beam ($< 1^\circ$), the *mss* does not affect the waveform of the reflected impulse, but only the power of the reflected signal, which in this case is not analysed.

It is seen from formula (6), that increasing the distance to the reflecting surface leads to a broadening of the waveform of the reflected impulse. Increasing the incidence angle leads to broadening of the waveform too.

An increase in the width of antenna beam leads to a decrease in the dependence of the waveform of the reflected impulse on the SWH. Therefore, the choice of optimal width of antenna beam depends on the distance to the reflecting surface and the requirements for the

sensitivity of the waveform of the reflected impulse to the SWH (precision of the retrieval algorithm). Figure 6 shows reflected impulses for three values of SWH: 1 m (black curve), 3 m (red curve) and 5 m (blue curve); altitude $H_0 = 10,000$ m; width of antenna beam $\delta_x = 0.2^\circ$; incidence angle $\theta_0 = 8^\circ$.

A transition was made to time relative to the center of the antenna beam, so negative time appeared. It can be seen from the figure that the waveform of the reflected impulse is sensitive to changes in the SWH, and when choosing a sufficiently narrow antenna beam, the SWH can be determined from the waveform of the reflected impulses.

It should be noted that with sounding, the problem of measuring the mean sea level (*msl*) will be solved with a significantly larger error in comparison with nadir sounding.

Thus, with oblique sounding, it is possible to measure the SWH in a wide swath (scanning mode) with high spatial resolution. The distance to the sea surface (altitude of altimeter) will be measured with low precision. In addition, in the scanning mode it will be possible to measure the *mss* of large-scale waves.

4. Conclusions

In the Kirchhoff approximation, the backscattering of the electromagnetic waves of the sea waves was considered. Research was carried out and an analytical formula was obtained for the waveform of the reflected impulse for oblique sounding at the small incidence angles ($< 12^\circ$) for a microwave radar with a narrow antenna beam.

The waveform of the reflected impulse depends on the width of antenna beam, incidence angle, impulse duration, significant wave height, distance from radar to sea surface, mean square slopes of large-scale sea waves.

It is shown that SWH influences on the waveform of the reflected impulse and hence, may be retrieved. However, it is necessary the use microwave radar with a narrow antenna beam and a short impulse.

To determine the optimal width of antenna beam and impulse duration, it is necessary to use information about the altitude of the altimeter and the incidence angle. Investigation in this direction will be continued.

Acknowledgments. This work was funded by the State assignment FFUF-2024-0033.

References

- Amarouche, L., P. Thibaut, O. Z. Zanife, J.-P. Dumont, P. Vincent, and N. Steunou (2004), Improving the Jason-1 Ground Retracking to Better Account for Attitude Effects, *Marine Geodesy*, 27(1–2), 171–197, <https://doi.org/10.1080/01490410490465210>.
- Barrick, D. (1968), Rough Surface Scattering Based on the Specular Point Theory, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 16(4), 449–454, <https://doi.org/10.1109/TAP.1968.1139220>.
- Bass, F. G., and I. M. Fuks (1979), *Wave Scattering from Statistically Rough Surfaces*, Elsevier, <https://doi.org/10.1016/C2013-0-05724-6>.
- Brown, G. (1977), The average impulse response of a rough surface and its applications, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 25(1), 67–74, <https://doi.org/10.1109/TAP.1977.1141536>.
- Fu, L.-L., and A. Cazenave (Eds.) (2000), *Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications (International Geophysics)*, 463 pp., Academic Press.
- Fu, L.-L., D. Alsdorf, E. Rodriguez, et al. (2009), The SWOT (Surface Water and Ocean Topography) Mission: Spaceborne Radar Interferometry for Oceanographic and Hydrological Applications, in *OCEANOBS'09 Conference*.
- Fuks, I. (1966), On the theory of radio wave scattering by the rough sea surface, *Izvestiya VUZov. Radiofizika*, 9(5), 876–887 (in Russian).
- Garnaker'yan, A. A. (1978), *Radiolocation of the sea surface*, Izdatel'stvo Rostovskogo universiteta, Rostov-on-Don (in Russian).
- Hauser, D., E. Soussi, E. Thouvenot, and L. Rey (2001), SWIMSAT: A Real-Aperture Radar to Measure Directional Spectra of Ocean Waves from Space—Main Characteristics and Performance Simulation, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(3), 421–437, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2001\)018<0421:sarart>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0421:sarart>2.0.co;2).
- Hauser, D., C. Tison, T. Amiot, L. Delaye, N. Corcoral, and P. Castellan (2017), SWIM: The First Spaceborne Wave Scatterometer, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(5), 3000–3014, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2017.2658672>.

- Isakovich, M. A. (1952), Scattering of waves from a statistically rough surface, *Journal of Experimental and Theoretical Physics*, 23, 305–314 (in Russian).
- Japan Aerospace Exploration Agency (2014), *GPM Data Utilization Handbook. Version 1.0*, JAXA, Japan.
- Ka, M.-H., and A. I. Baskakov (2015), Limiting accuracy of the dual-frequency microwave interferometry measurement for sea surface monitoring from space, *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, 29(16), 2199–2206, <https://doi.org/10.1080/09205071.2015.1062806>.
- Ka, M.-H., A. I. Baskakov, S.-Y. Jeon, I. Paek, and J. Jang (2016), Multi-frequency precision radar altimetry from space for estimation of sea surface state, *Electronics Letters*, 52(21), 1804–1805, <https://doi.org/10.1049/el.2016.2356>.
- Karaev, V. Yu., M. B. Kanevsky, P. D. Cotton, and P. G. Challenor (2002), Technical Note Is it possible to measure ocean surface slopes with a microwave radar at nadir probing?, *International Journal of Remote Sensing*, 23(16), 3251–3262, <https://doi.org/10.1080/01431160110114970>.
- Karaev, V. Yu., M. B. Kanevsky, G. N. Balandina, P. Challenor, C. Gommenginger, and M. Srokosz (2005), The Concept of a Microwave Radar with an Asymmetric Knifelike Beam for the Remote Sensing of Ocean Waves, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22(11), 1809–1820, <https://doi.org/10.1175/JTECH1807.1>.
- Karaev, V. Yu., M. E. Meshkov, and Y. L. Titchenko (2014), Underwater Acoustic Altimeter, *Radiophysics and Quantum Electronics*, 57(7), 488–497, <https://doi.org/10.1007/s11141-014-9531-8>.
- Kurjanov, B. (1962), Scattering of sound on a rough surface with two types of roughness, *Akustichesky zhurnal*, 8(3), 325–333 (in Russian).
- Meshkov, E. M., and V. Y. Karaev (2004), Determination of the Parameters of Sea-Surface Roughness Using the Doppler Spectrum of a Microwave Radar Signal Reflected from a Water Surface, *Radiophysics and Quantum Electronics*, 47(3), 205–217, <https://doi.org/10.1023/B:RAQE.0000036565.31198.87>.
- NASA (2024), SWOT: Surface Water and Ocean Topography, <https://swot.jpl.nasa.gov/>.
- Raney, R. K. (1998), The delay/Doppler radar altimeter, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(5), 1578–1588, <https://doi.org/10.1109/36.718861>.
- Raney, R. K. (2012), CryoSat SAR-Mode Looks Revisited, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 9(3), 393–397, <https://doi.org/10.1109/LGRS.2011.2170052>.
- Tikhonov, V. (1982), *Statistical radio engineering*, 624 pp., Radio i Svyaz, Moscow.
- Titchenko, Yu., G. Jie, V. Karaev, K. Ponur, M. Ryabkova, V. Baranov, V. Ocherednik, and Y. He (2024), Preliminary Performance Assessment of the Wave Parameter Retrieval Algorithm from the Average Reflected Pulse, *Remote Sensing*, 16(2), 418, <https://doi.org/10.3390/rs16020418>.
- Valenzuela, G. R. (1978), Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves? A review, *Boundary-Layer Meteorology*, 13(1–4), 61–85, <https://doi.org/10.1007/BF00913863>.
- Wright, J. (1968), A new model for sea clutter, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 16(2), 217–223, <https://doi.org/10.1109/TAP.1968.1139147>.
- Zieger, A. R., D. W. Hancock, G. S. Hayne, and C. L. Purdy (1991), NASA radar altimeter for the TOPEX/POSEIDON Project, *Proceedings of the IEEE*, 79(6), 810–826, <https://doi.org/10.1109/5.90160>.
- Zubkovich, S. (1968), *Statistical characteristics of radio signals reflected from the earth's surface*, 224 pp., Sovetskoe radio, Moscow.

MICROPLASTICS IN RUSSIAN FRESHWATER SYSTEMS: A REVIEW

Elena A. Filimonova^{*1} , Alexandra E. Preobrazhenskaya¹ , and Larisa O. Gutnikova¹¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

* Correspondence to: Elena A. Filimonova, ea.filimonova@yandex.ru.

Abstract: The global production of polymers and accumulation of waste has resulted in the worldwide problem of environment contamination by plastic debris. Microplastic (MP) particles (<5 mm) have been found almost everywhere. Despite the significant number of publications devoted to the microplastic contamination in freshwater and marine environments, Russia is a major gap in the review articles about worldwide freshwater systems. The article provides the summary of studies focused on MPs in both water samples and bottom sediments from Russian rivers and lakes. Information on microplastic concentration, methods, investigated particle size, morphological characteristics and polymer type are collected in tabular format. The map of the MP distribution in Russian freshwater systems are presented. The concentration of microplastics in freshwater system is highly variable in both water and bottom sediments. For the most studied particle size 0.3–5 mm in aquatic environments, the minimum content was obtained in the N. Dvina River (0.004–0.01 items/m³), while the maximum was in the Ob River (26.5–114 items/m³). The highest MP concentration (4000–26,000 items/m³) in water samples was estimated in the Altai lakes (Western Siberia) for particle size 10–960 nm. The minimum MP abundance (14 items/kg dry weight (DW) for 0.06–5 mm size particles) was estimated in Ladoga bottom sediments, the maximum content (52,107 items/kg DW for 0.174–5 mm size particles) was found in Kondopoga Bay in Lake Onego.

Keywords: Microplastics, contamination, plastic production, plastic waste, microfiber, river, lake, Russia.

Citation: Filimonova, E. A., A. E. Preobrazhenskaya, and L. O. Gutnikova (2024), Microplastics in Russian Freshwater Systems: a Review, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3005, EDN: HIPUOS, <https://doi.org/10.2205/2024es000907>

Introduction

The strength, lightness, toughness, chemical resistance and low cost of polymers have made plastics a widely used material in various sectors of the market as well as in everyday human life. Some plastic products are exploited for decades, while others are designed for a single use.

The rise in plastic production, which is only a slight pause due to Covid-19, creates a significant amount of waste, most of it being disposed in landfills or discarded into the environment. The global growth of plastic waste accumulation and poor management increases plastic contamination on Earth [Geyer *et al.*, 2017; Ritchie *et al.*, 2023]. According to the UN Environment Programme, if current trends persist, our oceans could have more plastic than fish by 2050.

The full mineralization of most polymers takes decades or centuries, but their mechanical degradation is orders of magnitude faster and produces many debris particles smaller than 5 mm, termed microplastics [Barnes *et al.*, 2009; Thompson *et al.*, 2004]. Microplastic (MP) particles have been found in a wide variety of environments: water [Li *et al.*, 2020], air [O'Brien *et al.*, 2023], soil [Qi *et al.*, 2020], snow [Bergmann *et al.*, 2019], living organisms [Guzzetti *et al.*, 2018], bottled water [Welle and Franz, 2018]. Plastic contamination of the natural environment has already become a global problem, and the scientific community is paying a lot of attention to it.

There are numerous reports on microplastic contamination in the marine environment, including both individual studies [Chubarenko *et al.*, 2022; Russell and Webster, 2021] and

RESEARCH ARTICLE

Received: 22 December 2022

Accepted: 22 May 2024

Published: 5 August 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/>).

reviews [Auta et al., 2017; Bagaev et al., 2021; Cole et al., 2011; Derraik, 2002], while MP contamination of freshwater systems has been less studied [Cera et al., 2020; Horton et al., 2017; Li et al., 2020]. Despite limited research, MP in freshwater have been found around the world: both in the urban areas and in the protected zones [Dusaucy et al., 2021; Mani and Burkhardt-Holm, 2020; Wang et al., 2017]. River waters transport the microplastic particles, whereas the sediments of rivers, lakes and oceans accumulate MPs, forming a global storage of polymers. The 80% of plastic debris in the marine environment brings from the land, and rivers are the main pathways for the MP transport [Cera et al., 2020; Horton et al., 2017; Li et al., 2020]. Near-stream pumping wells are often supplied by induced stream infiltration [Filimonova and Baldenkov, 2015], so pore scale MPs from river water or bottom sediments can transport into pumping wells. Therefore, there may be a potential risk for drinking water supplies; estimating MP contamination in the catchment zone is crucial.

In recent years, several investigations have been conducted on microplastic contamination in rivers and lakes in European and Siberian parts of Russia. Microplastic particles were detected in the Volga River [Lisina et al., 2021; Yasinskii et al., 2021], the Northern Dvina River [Zhdanov et al., 2022], the Yenisei River [Frank et al., 2021], the Ob River [Frank et al., 2020], the Malaya Neva River and the Smolenka River [Pozdnyakov and Ivanova, 2018], six small rivers of the Kaliningrad region [Krivopuskova and Shibaev, 2022], Lake Ladoga [Pozdnyakov and Ivanova, 2018], Lake Onego [Zobkov et al., 2020, 2023], six Siberian lakes [Malygina et al., 2021] and even Lake Baikal [Il'ina et al., 2021; Meyer et al., 2021; Moore et al., 2021].

However, in foreign reviews on the MP distribution in freshwater systems, relatively little attention is paid to Russian investigations, and Russia is shown as a white spot on the world map.

This article aims to fill in knowledge gaps and provide an overview of studies on MP contamination in Russian freshwater bodies.

Plastic: Production, Use and Waste

Plastics, due to their properties, are widely used in building construction, automotive, shipbuilding, aircraft construction, mechanical engineering, textile industry, agriculture, medicine and in everyday life (Figure 1). Most of the plastic is being used in packaging and building construction, accounting for 40.5% and 20.4% respectively [Plastics Europe and EPPO, 2021].

All plastics are divided into two large groups: thermoplastic and thermosetting. While thermoplastics are recyclable polymers which easily melt when the temperature is raised, take a given shape, solidify, and then can be melted again, thermosets are not capable of changing from one phase state to another several times. When the temperature of thermosets rises, an irreversible chemical reaction occurs, resulting in the formation of a non-molten and insoluble material [Kazmiruk, 2020]. The first synthetic polymer was developed by Leo Baekeland in 1907 (USA), called Bakelite. It is a thermosetting phenol formaldehyde resin, formed from a condensation reaction of phenol with formaldehyde. The development of plastics based on phenol and formaldehyde in Russia was taking place at the same time. A group of chemists synthesized carbolite in 1914, a Russian analogue of bakelite.

Thermoplastic polymers include such widespread materials as polyethylene (PE), polypropylene (PP), polyvinyl chloride (PVC), polystyrene (PS), and polyethylene terephthalate (PET), then thermosets are now less commonly known. However, that in the mid-20th century thermosetting polymers were more widely used than thermoplastic plastics, even in the 1980s and 1990s more attention was paid to compositions based on hardenable resins, their modifications and obtaining products from them. Basic thermoplastics were produced quite a long time ago, however, types with strength properties were not invented for a long time.

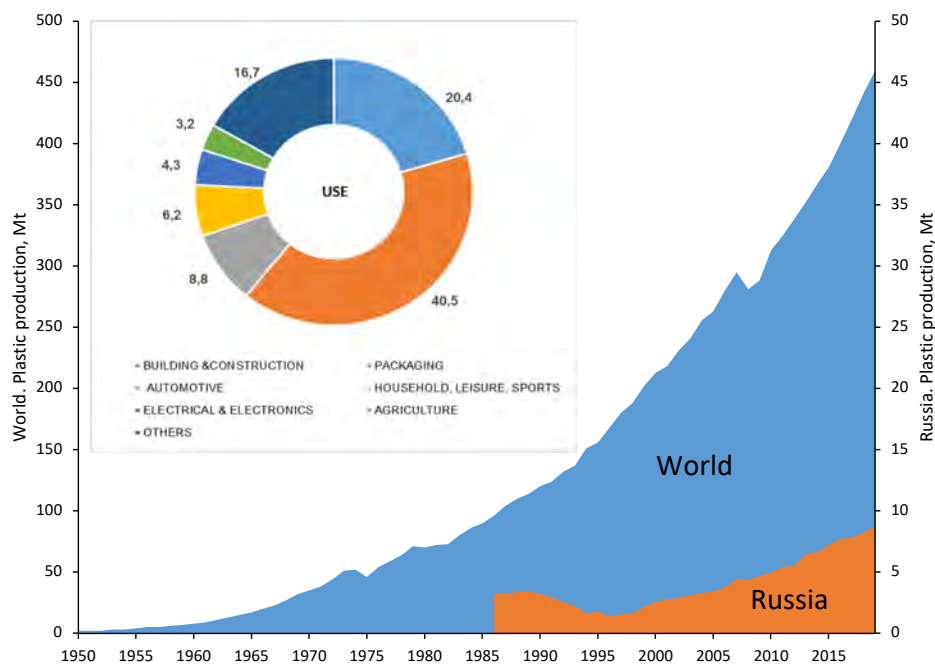


Figure 1. Global and Russian plastic production and percentage application in the market sectors. Figure is based on the data [Geyer et al., 2017; Ritchie et al., 2023; Speranskaya et al., 2021].

The intensive use of plastic began after World War II, in 1950 amounted ~ 2 million tons (Mt). Further, there has been a rapid growth in the production of polymers (Figure 1). Cumulative global production of plastics, including both polymer resin and fibers, by 2019 had reached 9.5 billion tons, more than one ton of plastic for every person alive today [Ritchie et al., 2023].

Bioplastics is not included in this amount. Currently, biodegradable plastics represent less than one percent of global production [European Bioplastics, 2018]. According to the latest market data compiled by European Bioplastics global production of biodegradable plastics should increase from 2.42 Mt in 2021 to approximately 7.59 Mt in 2026, raising its contribution to 2% of total polymer production. Bioplastics are used in the same market segments as plastics: packaging, catering products, consumer electronics, automotive, agriculture, toys and textiles. Packaging is the largest market segment for plastics and bioplastics with 40.5% and 48%, respectively [European Bioplastics, 2018].

The largest amount of plastic is produced in China (35% of the total volume), North America (19%), Europe (15%); currently, Russia's contribution to the global production of plastics is not very large and amounts to about 3% [Plastics Europe and EPRO, 2021]. The production of plastic was 10.2 Mt in 2020, accounting for 15% of the total industrial production in Russia [Federal State Statistics Service, 1999]. The main types of plastic production are: polyethylene (PE, 36%), polypropylene (PP, 21%), polyvinylchloride (PVC, 12%). They are followed by groups of plastics based on polystyrene (PS), polyethylene terephthalate (PET) and polyurethane (PU) (<10% each) [Geyer et al., 2017]. Six groups of varieties of these plastics account for more than 90% of the global production of all polymers.

In recent years in Russia, as elsewhere in the world, there has been a significant growth in the production of various types of plastics. Thus, in 2014–2019 the growth was 64.2%, PE production increased on average by 7.3%, PP – by 7.1%, PVC – by 8.5%, PS – by 0.9%, and PET – by 2.2% [Speranskaya et al., 2021]. The distribution of polymer types in global and Russian primary production is shown in Figure 2.

Geyer et al. [2017] analyzed in detail global primary plastic production, use and waste, authors obtained, that 6300 Mt of primary and secondary plastic waste have been generated before 2015. Authors suggested, that approximately 12,000 Mt of plastic waste will be

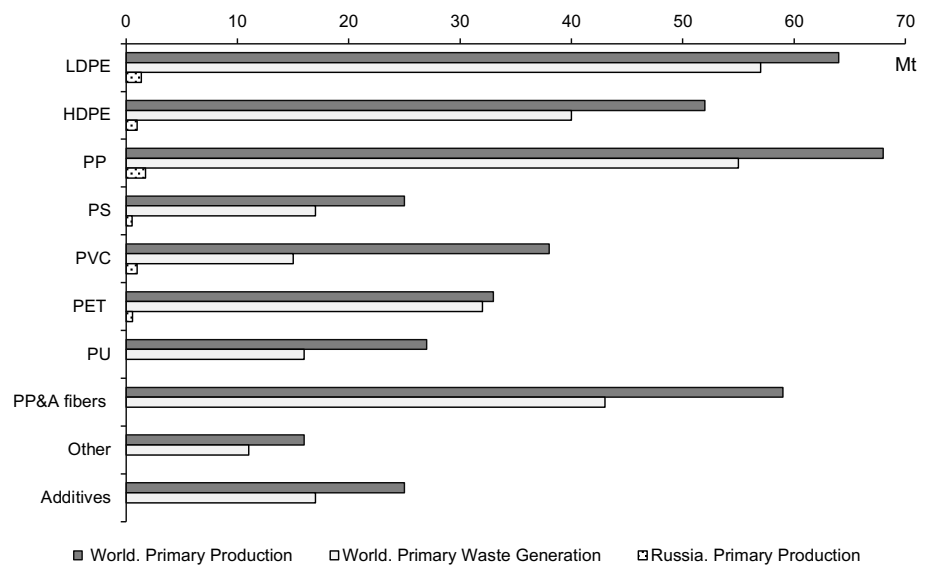


Figure 2. Polymer type in global primary production and waste generation. Figure is based on the data [Geyer et al., 2017; Ritchie et al., 2023; Speranskaya et al., 2021].

in landfills or in the natural environment by 2050 due to current production and waste management trends. Top 10 countries produced the most total plastic waste in 2016 is shown in Figure 3. 5800 Mt of global primary plastics is single-used, 600 Mt (9%) was recycled since 1950, only 10% of which have been recycled more than once [Geyer et al., 2017]. Non-recyclable plastics are incinerated or discarded. Approximately 800 Mt (12% of primary and secondary plastics) have been incinerated. Most waste has accumulated in landfills or in natural environment. Before 1980, plastic recycling and incineration were negligible. Global recycling and incineration rates have slowly increased, currently, 13–32% of plastics waste is recycled in Europe, and up to 76% is incinerated, in China 25% is recycled and 30% is incinerated [National Bureau of Statics of China, 1999; Unnisa and Hassanpour, 2017]. The leader in plastic waste management is Switzerland, where 24% of waste is recycled, 76% is incinerated and nothing is discarded in landfills. In the Russian Federation the recycling of plastic is 7–12.5% [Federal State Statistics Service, 1999], while various experts estimate this rate in the range of 5–25% [Volkova, 2020]. The rest of the plastic waste is discarded in landfills or incinerated. Approximately 20% of PET bottles are

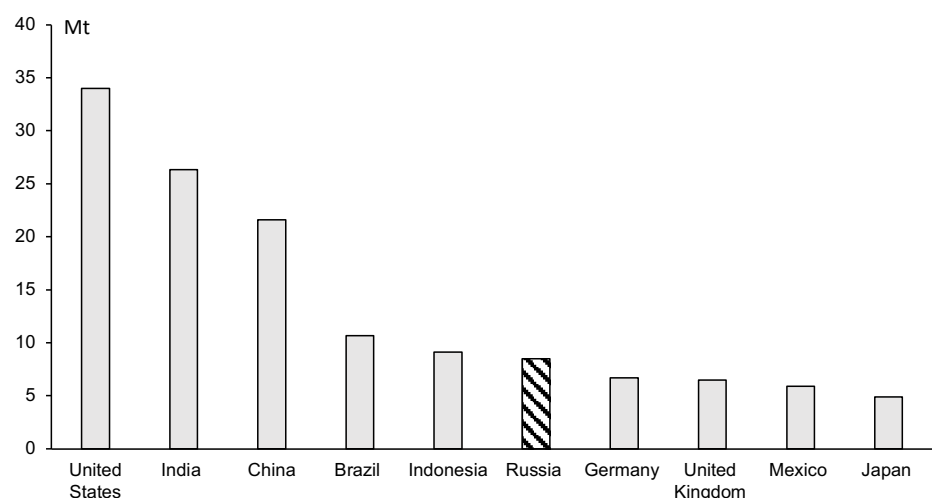


Figure 3. Countries, produced the most total plastic waste in 2016 [World Population Review, 2023].

recycled, 10% of total PVC products, 12% – of PS, 17% – of PP, 12% – of other thermoplastic [Speranskaya et al., 2021]. According to the Ministry of Trade of the Russian Federation, there are about 500 companies in the country, which can recycle 350–450 thousand tons of plastic waste.

Types of Microplastics

Microplastics include a quite wide group of polymers that differ not only in composition and physical properties, but also in shape due to different origin. There can be distinguished primary and secondary microplastics. The primary microplastics are specially manufactured as microgranules for use in cosmetics, medicines and cleaning, personal care products, in blasting, in drilling fluids for oil and gas exploration or pellets (pre-production plastics) to produce larger products [Cole et al., 2011; Duis and Coors, 2016; Kazmiruk, 2020]. This category comprises of pellets, grains, and spheres, beads, i.e. a number of shapes that are close to spherical, such as ovoid or cylindrical particles [Lusher et al., 2020]. Microplastics from personal care products represent granules with a less regular particle surface due to use as exfoliants.

Secondary microplastics is produced by the disintegration of large polymer products: abrasion of car tires, destruction of road surfaces, losses and defragmentation of plastic materials; degradation of plastic debris on land and in the oceans, domestic and industrial washing or production of synthetic textiles [Duis and Coors, 2016; Kazak et al., 2023]. Fibers and fragments relate to the group of secondary microplastics. Fibers are elongated particles whose length is significantly greater than their width; fibers may also be present in bundles. Synthetic textiles are the main source of synthetic fibers. Some researchers classify MPs produced during the washing processes or synthetic clothes production as primary plastics. Fragments are a highly diverse category of particles, including such specific subcategories as foams and films [Lusher et al., 2020]. Fragments are characterized by their relative angularity. Films are particles with two dimensions are significantly greater than the third. Foams is fragments from expanded plastics. The majority of fragments are formed during macroplastic degradation (physical, chemical, biological).

Materials and Methods

Data collection was performed by bibliographical search in several databases such as Scopus, Web of Science, and Russian Science Citation Index (without a lower time limit, until August 2023). The keywords given in Russian and English were “microplastic(s)”, “plastic pollution”, “lakes”, “rivers”, and “Russia”.

16 articles dedicated to microplastic particles in freshwater bodies of Russia were selected for analysis. Identical results published in different publications were rejected (e.g., if a brief report was published first, followed by a more detailed paper about the same site). The following information has been collected from all articles: 1) the investigated object: bottom sediments, river water or lake water; 2) methodology: sampling method, MP extraction process, identification techniques; 3) abundance and characteristics of MPs: size, shape, polymer type. The obtained information is systematized in Table 1 and graphical formats (Figure 4).

Techniques: Sampling, Extraction and Identification

Investigations of environmental contamination by MPs can be conducted for water, bottom sediments or coastal deposits. Determination of MP abundance in freshwater systems include three steps: 1) sampling MPs from nature water or sediments; 2) extraction MPs from organic and inorganic matter; 3) identification size, shape, color, chemical type and other properties of polymers.

The sampling methods used for capturing microplastics divided into three groups: selective, bulk and volume-reduced [Hidalgo-Ruz et al., 2012]. Selective method is used for analysis MPs from coastal sediments, whereas bulk method is applicable for bottom sediments. The volume-reduced method is the most commonly implemented for water

sampling and sometimes for bottom sediments [Zobkov and Esiukova, 2018]. Water sampling equipment is MANTA trawls, Neuston net, pelagic/bottom trawls, Niskin bathometers, self-made filtration units, and pumping devices [Bagaev et al., 2021].

Trawling with MANTA net or Neuston net is the main method for sampling surface water for the estimation of microplastic concentration used in Russia (Table 1). The mesh size traditionally is 330 μm [Frank et al., 2020; Il'ina et al., 2021; Lisina et al., 2021], in this case particles of size 0.33–5 mm are analyzed. Net with 67- μm mesh was involved in study [Krivopuskova and Shibaev, 2022], that allows to catch smaller MP particles. Researches also used filtration device with mesh size of 100 or 132 μm [Pozdnyakov et al., 2020; Yasinskii et al., 2021]. The listed methods only collect plastics from the surface and near-surface water layer, and hence light polymers are analyzed. Pumping systems are applied to sample MP particles from the water column, this technique is often practiced for studies in the marine environment [Bagaev et al., 2021; Zobkov and Esiukova, 2018], for freshwater systems it is used less frequently [Ivanova and Tikhonova, 2022; Moore et al., 2021]. Vertical net with 174- μm mesh was involved in study [Zobkov et al., 2023], this sampling technique allows to research MPs in the water column. In one study [Meyer et al., 2021], bulk method was used, water samples were taken into bottles and the filtration process was performed into the laboratory.

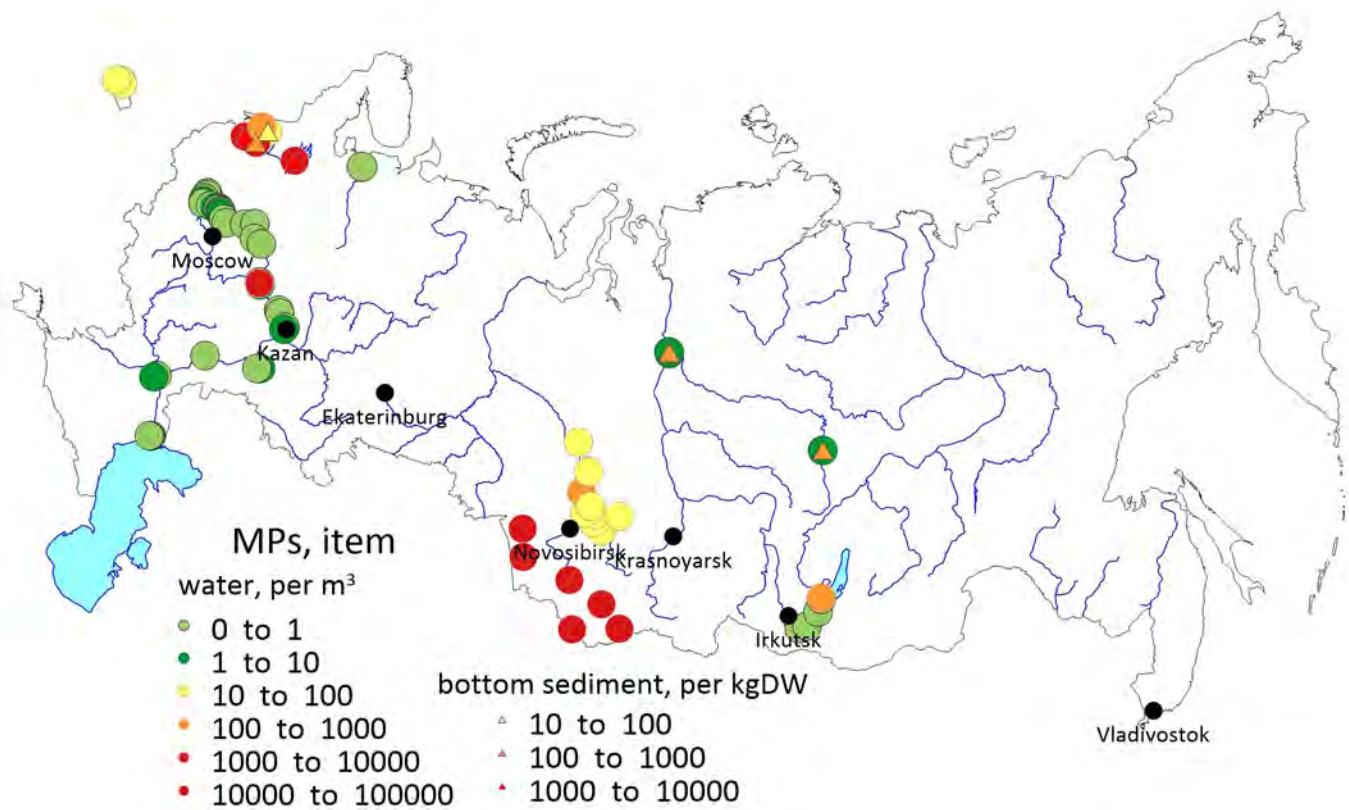


Figure 4. Map of microplastic sampling locations and its abundance from investigations in Russian freshwater bodies in 2018–2023.

Table 1. Description of microplastic particles found in Russian freshwater systems

Object	Sampling methods	Extraction methods	Metod density separation	Detection methods	Concentration, for water samples items/m ³ for bottom sediments – items/kg DW; <i>C_m</i> – mean concentration	Size	Shape	Polymer type	Reference
Ob and Tom Rivers (surface waters)	Manta-trawls with a 0.33 mm mesh net	Sieving, oxidation with Fenton, density separation	NaCl 1.19 g/ml	Stereo-microscope	26.5–114; <i>C_m</i> = 44.2–51.2	0.00045–0.15 mm – 19.4%, 0.15–0.3 mm – 28.6% 0.31 mm – 45.5% 1–5 mm – 6.5%	fragments 47.4%; fibers 22.1%; films 20.8%; spheres 9.74%	not detected	[<i>Frank et al., 2020</i>]
Volga River (surface water)	Manta-trawls with a 0.3 mm mesh net	Sieving, oxidation with 30% NaOH and with 30% H ₂ O ₂ , filtration, density separation	saturated solution NaCl	Stereo-microscope, DSC	0.156–4.1; <i>C_m</i> = 0.9	0.3–5 mm	fragments 41%; films 37%; fibers 22%	PE, PP, PS, PVC	[<i>Lisina et al., 2021</i>]
N. Dvina River (surface water)	Trawls with a 0.33 mm mesh Neuston net	Visual analysis, density separation and sieving	no data	FTIR	0.004–0.010; <i>C_m</i> = 0.007	0.333–0.5 mm	fragments 82%, films, fibers, spheres, foams	PE 52.6%, PP 36.8%, EEA 10.5%	[<i>Zhdanov et al., 2022</i>]

Continued on next page

Table 1 – continued from previous page

Object	Sampling methods	Extraction methods	Metod density separation	Detection methods	Concentration, for water samples items/m ³ , for bottom sediments – items/kg DW; <i>Cm</i> – mean concentration	Size	Shape	Polymer type	Reference
Nizhnyaya Tunguska River and Yenisei River	Surface water	Manta-trawls with a 0.3 mm mesh net	NaCl 1.20 g/ml	Stereo-microscope	1.2 ± 0.7 to 4.53 ± 2.04	0.30–1.00 mm	fragments of irregular shape, fibers, films, spheres	not detected	[Frank et al., 2021]
	Bottom sediments	Stainless steel spoon, then samples were stored in aluminum foil bags			235 ± 83.0 to 543 ± 94.1				
Siberian lakes (surface water)	5-liter glass jars	Filtration with a vacuum filter pump Filtration through glass microfiber filters. Drying in Petri dishes	Not used	SEM/EDS	(4–26) × 10 ³ ; <i>Cm</i> = 11 × 10 ³	10–960 nm	films 21%, fragments 37%, fibers 9%, foam 14%, pellets 19%	not detected	[Malygina et al., 2021]
Talmen Lake					8000				
Dzhulukul Lake					5000				
Teletskoye Lake					12,000				
Zludyri Lake					4000				
Degtyarka Lake					26,000				
Kuchuk Lake	8000								

Continued on next page

Table 1 – continued from previous page

Object		Sampling methods	Extraction methods	Method density separation	Detection methods	Concentration, for water samples items/m ³ , for bottom sediments – items/kg DW; <i>C_m</i> – mean concentration	Size	Shape	Polymer type	Reference
Lake Ladoga	Surface water	Self-made filtration unit mesh size of 100 µm	Oxidation with H ₂ O ₂ , sieving and density separation	Saturated solution NaCl	Stereo-microscope	20–2400	0.1–1.5 mm (more common)	—	not detected	[Pozdnyakov and Ivanova, 2018]
	Bottom sediments	no data				60–200 items/kg	1.5–5 mm			
Lake Baikal (surface water)		Trawls with a 0.33 mm mesh net	Sieving and density separation	Saturated solution NaCl	Binocular microscope, IR spectrometry	0.095–0.48; <i>C_m</i> = 0.27	0.33–1.6 mm – 55.7% 1.6–3.2 mm – 27.7% 3.2–5.0 mm – 8.2% 5.0–32.8 mm – 8.4%	films (59.6%), fragments (23.5%), fibers (16.8%), foam (2%)	PE – 50%, PP – 40%, PS – 10%	[Il'ina et al., 2021]
Lake Onego (bottom sediments)		Peterson grab (2018), Box Corer Grab (Hydrobios) (2019).	Oxidation with H ₂ O ₂ sieving and dense-liquid separation	HCOOK 1.5 g/ml	Stereomicroscope with Raman spectrometry	<i>C_m</i> = 2188.7 Central part of lake 2290–4679	0.174–5 mm	fibers (54.6%), beads (19.6%), fragments (12.9%), films (12.9%)	PC, PE, cellophane and polyacrylonitrile (together forming 57%)	[Zobkov et al., 2020]

Continued on next page

Table 1 – continued from previous page

Object	Sampling methods	Extraction methods	Method density separation	Detection methods	Concentration, for water samples items/m ³ , for bottom sediments – items/kg DW; C_m – mean concentration	Size	Shape	Polymer type	Reference
Smolenka river (surface water)	Self-made filtration unit; mesh size of 100 μm	—	—	Optical microscope; Raman spectrometry, FTIR	$C_m = 1.1 \times 10^3$	3–5 mm (2%) 1.5–3 mm (9%) 0.1–1.5 mm (89%)	fibers (96%), beads (1%), fragments (3%)	PET	
M. Neva river (surface water)					$C_m = 3.0 \times 10^3$				
Smolenka river (bottom sediments)	no data	2 times density separation; oxidation with H ₂ O ₂ sieving and dense-liquid separation	ZnCl ₂ 1.7 g/ml	Optical microscope; Raman spectrometry, FTIR	$C_m = 60$ items/kg	3–5 mm (2%) 1.5–3 mm (9%) 0.1–1.5 mm (89%)	fibers (95%), beads (4%), fragments (1%)	PET	[Pozdnyakov et al., 2020]
M. Neva river (bottom sediments)					$C_m = 30$ items/kg				
Tributaries of the Volga River (surface water)	10 liters	Oxidation with Fenton; filtration	—	Optical microscope with hot needle test	$(0.5–1.3) \times 10^3$	90–2000 μm	fibers	not detected	[Yasinskii et al., 2021]

Continued on next page

Table 1 – continued from previous page

Object	Sampling methods	Extraction methods	Method density separation	Detection methods	Concentration, for water samples items/m ³ , for bottom sediments – items/kg DW; <i>C_m</i> – mean concentration	Size	Shape	Polymer type	Reference
Lake Baikal (surface water)	Pumping 300 L and filtration through a nylon plankton net (20- μ m mesh)	Filtration; oxidation with H ₂ O ₂	NaI	Optical microscope; FTIR	291	15–2946 μ m	Fibers (31%), fragments (69%)	PP 65%, PET 16%, PE 4%, PVC 4%, alkyd resin 4%, other 7%	[Moore et al., 2021]
South part of lake Baikal (surface water)	Sampling in 1.5 L plastic bottles	Filtration with net 47 μ m	—	Stereo-microscope	no data	0.3–5 mm	Fibers, fragments, beads	not detected	[Meyer et al., 2021]
Six small rivers of the Kaliningrad region (surface water)	Planktonic network with a mesh size of 67 μ m	Filtration through the membrane filter	—	Stereo-microscope	20–120	1–5 mm	Fibers, fragments	not detected	[Krivopuskova and Shibaev, 2022]
Lake Ladoga (surface water)	Pumping through a net (60- μ m mesh)	Oxidation with Fenton; filtration	—	Optical microscope;	18–353	60–5000 μ m	Fibers (98%), Fragments (1%), Films (1%)	PET (46%), Polyacrylate (31%), PP (15%), PE (8%)	[Ivanova and Tikhonova, 2022]
Lake Ladoga (bottom sediments)	Ekman Berge grab	2 times density separation, filtration, oxidation with Fenton; filtration	ZnCl ₂ 1.7 g/ml	Raman spectrometry	14–90		Fibers (99%), Fragments (1%)		

Continued on next page

Table 1 – continued from previous page

Object	Sampling methods	Extraction methods	Method density separation	Detection methods	Concentration, for water samples items/m ³ , for bottom sediments – items/kg DW; <i>C_m</i> – mean concentration	Size	Shape	Polymer type	Reference
Lake Onego (surface water)	Vertical net with 174 μm-mesh	Oxidation 30% H ₂ O ₂ ; density separation			78–3680		Fibers (99%)	Synthetic additives (30%), PP (12%), PET (12%), PA, PE, AC, modified cellulose etc.	
Lake Onego (bottom sediments)	Peterson grab and Hydrobios box grab	Oxidation 30% H ₂ O ₂ ; filtration, density separation	HCOOK (1.5 g/ml)	Raman spectroscopy	234.8–52,107.0; <i>C_m</i> = 6667.1 ± 4326.8	174–5000 μm	Fibers (50–60%), beads, films, fragments	PE (17%), PC (15%), AC (15%), PA, PET, PS, PU modified cellulose etc.	[Zobkov et al., 2023]

Bottom samples is mostly collected using different grabs (Van Veen, Peterson, Ekman), box Corer and rockhopper ground gear. In the works under consideration, Peterson grab and Box Corer (Hydrobios) [Zobkov et al., 2020, 2023] and Ekman Berge grab [Ivanova and Tikhonova, 2022] were used. In study [Frank et al., 2021] sediments were collected by stainless steel spoon. Two papers do not mention the sampling technique [Pozdnyakov and Ivanova, 2018; Pozdnyakov et al., 2020].

Sampling and identification methods are varied, but methods of separating plastics are standardized and modified are based on NOAA protocol [Masura et al., 2015] or modified NOAA protocol [Zobkov et al., 2020], and consists of the following steps: drying, oxidation, flotation, filtration. The most commonly used flotation reagent is NaCl (1.2 g/mL) (Table 1), other salts were also used: HCOOK [Zobkov et al., 2020, 2023], ZnCl₂ [Ivanova and Tikhonova, 2022; Pozdnyakov et al., 2020], NaI [Moore et al., 2021]. In study [Zobkov et al., 2023], it is noted that the use of HCOOK and ZnCl₂ as a separation reagent shows identical results and allows to compare the MP concentrations of different investigations.

Identification techniques for determination polymer type divided into 2 groups: visual and analytical. Visual characterization of microplastics includes three descriptive categories of descriptions: morphology (size, shape, and texture), optical properties (color, reflectivity, and birefringence) and behavior (flexibility, density, etc.) [Lusher et al., 2020]. Electron microscopy plus energy-dispersive X-ray spectroscopy (SEM/EDS) determines surface morphology and elemental composition to identify whether each particle was potentially a plastic [Malygina et al., 2021]. Researches showed that false identification of plastic-like particles by microscopy can be 20%, and for transparent ones – 70%, which was confirmed by subsequent spectroscopic analysis [Hidalgo-Ruz et al., 2012].

Polymer types were identified in 8 studies. The most commonly used analytical methods for determining the presence and type of polymers are IR spectroscopic techniques such as Fourier Transform Infrared Spectroscopy (FTIR) and Raman spectroscopy, which were applied in 7 researches (Figure 5). Besides FTIR [Moore et al., 2021; Zhdanov et al., 2022; Zobkov et al., 2023] and Raman spectroscopy [Pozdnyakov et al., 2020; Zobkov et al., 2020, 2023], thermal methods have been used to identify the composition of microplastics, among them pyrolysis-gas

chromatography and differential scanning calorimetry. Unlike the spectroscopic approach, this technique is destructive. DSC was used to identify particles in Volga water [Lisina et al., 2021].

The detailed description, advantages and limitations of each method are not presented here, as there are a sufficient number of articles on this subject [Kazak et al., 2023; Kazmiruk, 2020; Zobkov and Esiukova, 2018].

Distribution of Microplastics in Freshwater Bodies

The researches of microplastic particles in freshwater environments are widely performed all over the world. In Russia, the first investigation of microplastics in surface water began in 2018 with the study of surface water and bottom sediments of Lake Ladoga [Pozdnyakov and Ivanova, 2018]. Later MP contamination determined also in Lake Onego [Zobkov et al., 2020], Lake Baikal [Il'ina et al., 2021; Meyer et al., 2021; Moore et al., 2021], lakes in the southern part of Western Siberia [Malygina et al., 2021]. MP research in Russian river systems are at the early stages of development, several water samples from the Volga River have been investigated [Lisina et al., 2021; Yasinskii et al., 2021], in the

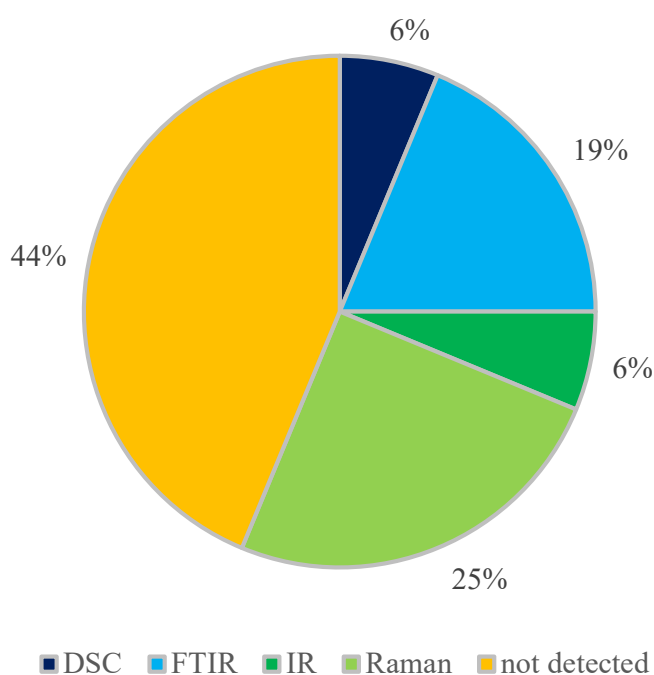


Figure 5. Techniques for identifying the polymers used for microplastics in Russian studies.

river mouths of the Neva Bay [Pozdnyakov et al., 2020], and samples have been taken in the Northern Dvina [Zhdanov et al., 2022], the Yenisei and the Ob [Frank et al., 2020, 2021].

The following information is summarized and presented in Table 1: sampling methods, extraction processes, identification techniques, and MP characteristics such as concentration, size, shape and chemical composition of polymers.

Microplastics in Lake and River Waters

Fourteen investigations were made to analyze MP contamination in Russian lakes and rivers. Water samples were collected using 300- μm mesh size trawl net in the Volga [Lisina et al., 2021], the Yenisey [Frank et al., 2021], the Northern Dvina [Zhdanov et al., 2022], the Ob and the Tom [Frank et al., 2020]. NaCl (1.2 g/mL) is used as flotation reagent in these investigations, except the Northern Dvina River, where the separation method is not mentioned. Single sampling method and NaCl salt for density separation allows reliable comparison of study data.

A study was conducted along the entire Volga River in 2020. Thirty-four samples of surface water were taken from upstream to downstream along river. Microplastics were found at all the locations, but their concentrations varied significantly from 0.16 to 4.1 items/ m^3 [Lisina et al., 2021]. Maximum MP concentrations (1.9–4.1 items/ m^3) were detected near large cities: Kazan, Nizhny Novgorod, Volgograd, and Tver (Figure 4). Similar concentrations were obtained in the middlestream of the Yenisey River of 1.2–4.5 items/ m^3 [Frank et al., 2021]. MP concentration in the upper Ob River and its tributary Tom River was ranged from 29.2 to 114 items/ m^3 , and the maximum abundance was detected near Novosibirsk [Frank et al., 2020]. In the delta of the Northern Dvina River were collected 9 samples during 9 months' ice-free period. The amount of microplastics ranged in the limits 0.004–0.010 items/ m^3 , no clear trend of seasonal variability can be detected [Zhdanov et al., 2022].

A comparison of MP content in rivers around the world using a similar sampling method (0.3 mm mesh trawls) shows the same significant range of values. For example, in the Rhine, the MP concentration is 0.04–9.97 items/ m^3 higher MP concentrations in the downstream German Rhine River versus the Rhine in Basel and upstream Swiss tributaries are associated with greater anthropogenic pressure and mismanaged waste [Mani and Burkhardt-Holm, 2020]. Higher concentrations were observed in three urban Chinese estuaries (100–4100 items/ m^3) [Zhao, Sh. et al., 2015] and at five locations near major cities on the Ganga Rive ($3.8\text{--}6.8 \times 10^5$ items/ m^3) [Singh et al., 2021].

Estimation MP abundance in small rivers in Kaliningrad region, using planktonic net with 67- μm mesh for sampling, shows 20–120 items/ m^3 [Krivopuskova and Shibaev, 2022]. The use of the same water sampling method – trawling, but with different mesh sizes, already at the first stage of research (sampling stage) creates uncertainty for comparison of polymer particle concentrations.

For tributaries of the Volga [Yasinskii et al., 2021], the M. Neva and Smolenka rivers [Pozdnyakov et al., 2020] filtration through 132 and 100 μm mesh was used, respectively. The obtained concentrations of microplastic particles are similar. For the Volga tributaries the MP abundance is $(0.5\text{--}1.3) \times 10^3$ items/ m^3 , for the mouth parts of the Neva Bay rivers $(1.1\text{--}3) \times 10^3$ items/ m^3 (Table 1).

The morphological characteristics of microplastics were made for each study, but the percentage of different forms was not determined in all cases (Figure 6). In the Volga water, the mean ratio of shapes was: fragments 41%, films 37%, and fibers 22%, but their ratio was not constant in different locations. It was found that as increase the total abundance of all types of particles, the proportion of fragments also increases, indicating the emergence of new sources of contamination [Lisina et al., 2021]. Particles of various shapes (fragments, films, fibers, spheres, foams) were found in the surface waters of the Northern Dvina River, the majority of particles were fragments 82% [Zhdanov et al., 2022]. Irregularly shaped fragments were the most abundant among the Ob and Tom samples (47.4%) and

exceeded fibers (22.1%), films (20.8%), and spheres (9.74%) on average [Frank et al., 2020]. Microfragments were the most abundant in the all samples, except for the sampling site near Kemerovo in the Tom River. The highest concentration (56.8%) of microbeads was observed at this site due to the fact that plastics plants are located in this area. Fibers, film and fragments were detected in water samples from the Yenisei River [Frank et al., 2021]. Microspheres and pellets were not detected. The percentage ratio of MP particle shapes obtained in the river water of the Neva and Smolenka rivers is as follows: fibers – 96%, fragments – 3%, beads – 1% [Pozdnyakov et al., 2020].

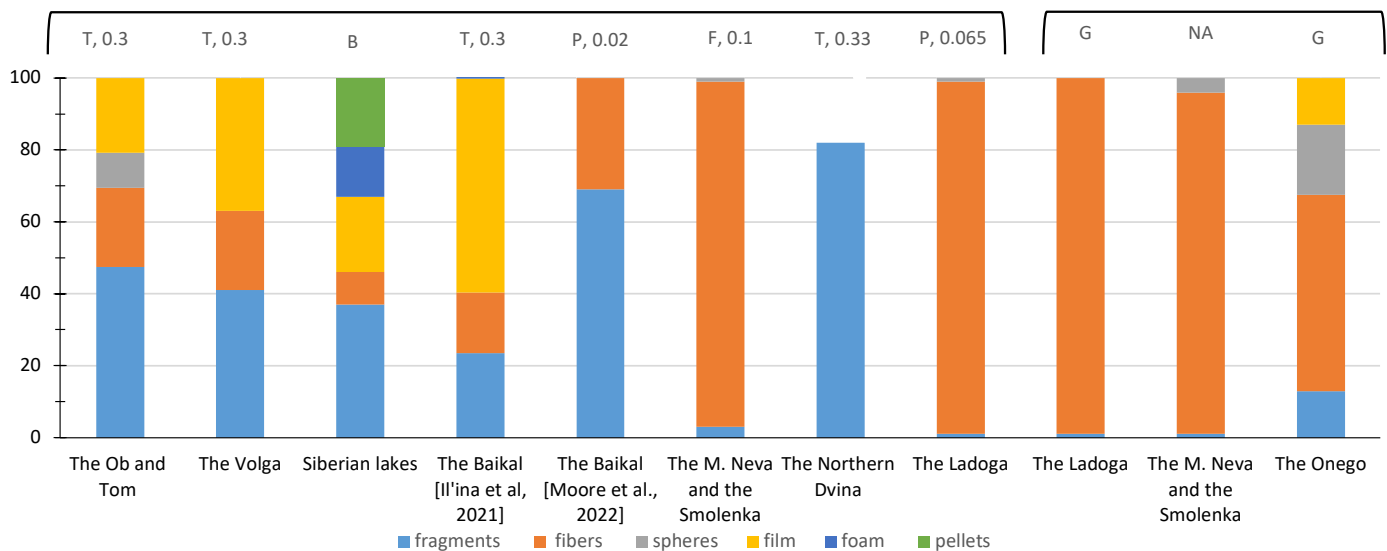


Figure 6. Shapes of microplastic particles in freshwater bodies and sampling method: T – trawling, B – bulk method, P – pumping, F – filtration, VN – vertical net, G – grab; number – mesh size of net or filter in mm.

The morphological characteristics of microplastics help to suggest MP sources and degradation degree of particles, for this reason, it is recommended to describe the shape of the particles in as much detail as possible [Lusher et al., 2020]. Significant concentration of virgin plastic pellets indicates the nearby plastics plants or highways where pellets are lost during transportation, contamination of polyester fibers located near textile factories; high values of both fibers and microbeads from personal care products show wastewater discharge; beads are also used in airblasting technology; fragments reveal the impact of runoff on the crushing of large pieces of plastic [Auta et al., 2017; Ziajahromi, Sh. et al., 2016]. Most of the MPs that entered the seas from rivers were synthetic polymers from WWTP (42%) and plastic-based textiles from laundries (29%), while smaller sources of fibers came from household dust (19%) and personal care microbeads (10%) [Siegfried et al., 2017]. A global assessment of the percentage of MP shape found in freshwater showed the following results: fibers were 59%, fragments counted 20%, beads, films and foams were also observed in a proportion of less than 10%; the analysis includes all studies addressing the MP investigations in freshwater bodies without taking into account sampling, extraction and identification methods [Li et al., 2020].

Identification of the polymer type in the considered works was carried out by different methods (Table 1). Types of polymers found in Volga are determined by differential scanning calorimetry. The DSC results showed that PE and PP prevailed in all samples and represent items of various shape and color, single samples of PVC and PS have been identified out [Lisina et al., 2021]. Chemical composition of the found plastic items in the delta of the Northern Dvina River was made by FTIR. The majority of the microplastics were identified as polyethylene (PE) 52.6%, followed by polypropylene (PP) 36.8% and Ethylene Ethyl Acrylate Copolymer (EEA) 10.5%. Among types of mesoplastics were found particles PU and PS [Zhdanov et al., 2022]. The majority of fibers were identified as PET in

the Smolenka and the M. Neva by methods of Raman and IR-spectrometry [Pozdnyakov *et al.*, 2020]. Polymer types in other investigations were not detected.

A global estimation of MP composition shows, that PP and PE represent 24% each in the composition of the microplastics found in freshwater samples, together with PS and PET contribute almost 3/4 of the contamination in freshwater systems [Li *et al.*, 2020]. Cera and co-authors note PP and PE are the main contaminants for sediment and water, while PE and PET are mostly found in biota [Cera *et al.*, 2020].

Microplastic concentration was studied in 9 Russian lakes (Lake Onego, Lake Ladoga, Lake Baikal and the Altai lakes). Microplastic particles in Lake Baikal water were investigated in three studies, using different sampling methods: MANTA trawling with 330- μm mesh size [Il'ina *et al.*, 2021], pumping 300 L and filtration through a nylon plankton net (20- μm mesh) [Moore *et al.*, 2021] and collecting water samples in plastic bottles [Meyer *et al.*, 2021]. The study [Meyer *et al.*, 2021] has no detailed description of sampling methods and plastic particles extraction methods, but indicates the size range of detected MPs > 330 μm . MP concentrations in water samples were 0.27 items/ m^3 for 0.33–32.8 mm size particles [Il'ina *et al.*, 2021], 1.79 items/ m^3 for 0.33–5 mm [Meyer *et al.*, 2021], and 291 items/ m^3 for 15–2946 μm size particles [Moore *et al.*, 2021]. Since MPs < 330 μm particles are 88% of the total MPs, content of MPs > 330 μm is 34.92 items/ m^3 in [Moore *et al.*, 2021]. According to results of [Il'ina *et al.*, 2021], the microplastic size range represents 91.6% of the total content, thus, MP abundance in Lake Baikal varies from 0.25 to 34.92 items/ m^3 , using different sampling techniques. The research [Barrows *et al.*, 2017] showed that the microplastic concentration was three times lower by sampling with a mesh size of 335 μm than similar volume of 1 L surface grab water sampling. [Uurasjärvi *et al.*, 2019] reported, that MP abundance in the surface water of Kallavesi Lake (Finland) was 0.27 ± 0.18 items/ m^3 , sampled with a 0.333 mm Manta net, and 1.80 ± 2.30 items/ m^3 , sampled with a 0.3 mm filter pump.

Microplastic particles were detected in all water samples taken from Lake Ladoga during 2018–2021 [Ivanova and Tikhonova, 2022; Pozdnyakov and Ivanova, 2018]. The minimum MP concentration was 0.02 items/L and maximum was 2.4 items/L at a sampling point located in several kilometers from the household waste dump [Pozdnyakov and Ivanova, 2018]. Converting the concentration to m^3 , the MP content is 20–2400 items/ m^3 for 0.1–5 mm size particles. In study [Ivanova and Tikhonova, 2022] the summary of the results of MP investigations in Ladoga water for the period 2018–2021 is given and the concentration of microplastics is presented as 18–353 items/ m^3 for particles 60–5000 μm size. Self-made filtration unit with mesh size of 0.1 mm was used initially, later pumping device with filter of 60- μm mesh size was involved, i.e. the minimum size in previous studies was 100 μm , in subsequent studies it was reduced to 60 μm . A saturated NaCl solution was used for floatation [Pozdnyakov and Ivanova, 2018], later ZnCl_2 was applied as a separation reagent [Ivanova and Tikhonova, 2022]. The location with the maximum concentration was not included in the analysis 2022 year.

Water samples from Lake Onego were taken using vertical net with 174- μm mesh size during 2019–2021 period. MP abundance from water column based on the results of 17 samples was 78–3680 items/ m^3 [Zobkov *et al.*, 2023].

Microplastic contamination were investigated in the surface waters from six lakes in the Western Siberia. The studied lakes are located both in the Altai mountains and the West Siberian plain, they differ in size, origin, and climate and human activities [Malygina *et al.*, 2021]. Samples were collected into 5-liter glass jars. Particles of size 1–350 nm were investigated in this research. When smaller particle sizes are studied, due to all other factors being equal, a higher particle content will be detected. Therefore high concentrations of microplastics $(4\text{--}26) \times 10^3$ items/ m^3 were detected for all lakes, despite the fact that the three lakes are situated in a protected area Katunsky and Altaisky Nature Reserves. Authors suggested tourist litter, motorboat traffic and atmospheric transboundary transport as potential MP sources. Shoreline population changes have less effect on MP concentration

in lakes than tributary presence in the lakes, confirming the important role of rivers in particle transport.

Compared with the other lakes worldwide, there is a significant variation in concentrations: from 0.12 items/m³ in Lake Hovsgol (Mongolia) to 1.9×10^6 items/m³ in Lake Winnipeg (Canada) for particles of size 0.3–5 mm [Li et al., 2020]. MP abundance, detected in water samples from 20 urban Chinese lakes, is 1660–8925 items/m³ [Wang et al., 2017] for particles 60 to 5000 μm. The mean concentration is 2562 items/m³, obtained from analysis of 62 water bodies all over the world for particles <5 mm [Cera et al., 2020]. Another study [Dusaucy et al., 2021] reported MP content from 0.27 to 34,000 items/m³ with a median value around 1442 items/m³, summarized from 98 worldwide lakes with a variety of particle sizes, contrasting sampling techniques and analyses.

Fibers and fragments are the main shapes detected in the water of lakes (Figure 6). Fibers are the dominant in water samples from Lakes Ladoga and Onego, accounting for up to 98–99% of the total amount [Ivanova and Tikhonova, 2022; Zobkov et al., 2023]. According to [Il'ina et al., 2021] in water samples from Lake Baikal the predominant shape was film (59.6%), fragments (23.5%) and fibers (16.8%) were found; but according to [Moore et al., 2021] the fragments accounted for 69%, fibers – 31% of total, the primary plastic was not detected in both study. The obtained concentrations of plastic particles in Baikal water correlate with population density and the location of tourist centers. It should be noted that films and fragments predominate in samples taken near areas with anthropogenic load, while fibers are prevalent in samples taken at a distance from the main sources of polymers. The greatest diversity of particle forms was detected in the waters of Siberian lakes: fragments (37%), fibers (9%), films (21%), foam (14%), pellets (19%) [Malygina et al., 2021].

Identification of the plastic composition in water samples from lakes has been carried out only in 5 works using spectrometry (Table 1). The chemical composition of MPs from Lake Baikal was carried out only for ten particles using IR spectroscopy, the following results were obtained: PE was 50%, PP 40%, PS 10% [Il'ina et al., 2021]. PET and PVC were not detected in the analysis. The absence of these polymers is possibly due to their density, which is higher compared to water, and therefore they are more probably found in bottom sediments rather than in the surface water layer. In [Moore et al., 2021], a diverse contrary ratio of polymer types Lake Baikal was obtained: PP 65%, PET 16%, PE 4%, PVC 4% and others due to the use of pumping method and hence collection of polymers from the water column. Only 20% of particles from Lake Ladoga were detected in [Ivanova and Tikhonova, 2022], the dominant types were PET (46%) and polyacrylate (31%). The small percentage of PE (8%) is probably due to the large number of narrow fibers that were burned during identification. In water samples from Lake Onego, 81% of particles were identified, among which both synthetic and natural polymers were found. Synthetic additives (30%), PP (12%), PET (12%), PA, PE, AC, modified cellulose and others were detected [Zobkov et al., 2023].

Notably, 79% of the polymers from the identified samples had a higher specific density than fresh water. Scanning electron microscopy with energy-dispersive X-ray spectroscopy (SEM/EDS) was performed for samples from Siberian lakes. EDS analysis determined the elemental composition and showed Cl peaks that allows us to classify such particles as PVC [Malygina et al., 2021].

According to review studies, the most common shapes in lake water were fibers and polymer types were PE and PP [Dusaucy et al., 2021; Li et al., 2020; Wang et al., 2017]. To reveal patterns in chemical types of polymers from water bodies of the Russian Federation at this stage is not possible due to the small number of works and contrasting sampling and identification techniques.

Microplastics in Bottom Sediments

MP contamination in bottom sediments of freshwater bodies (Lake Onego, Lake Ladoga, the Yenisei River, the Smolenka River, the M. Neva River) was investigated in 6 studies (Table 1).

A detailed study of the bottom sediments of Lake Onego was performed in different seasons 2018–2021 [Zobkov *et al.*, 2020, 2023]. Sediment samples were collected using Peterson grab and Box Corer. MP extraction was performed using a modified NOAA protocol [Zobkov *et al.*, 2020]. The research results showed that the mean concentration of MPs was 6667.1 ± 4326.8 items/kg DW (0.174–5 mm size particles). The MPs abundance in Onego bottom sediments varied significantly depending on the site location [Zobkov *et al.*, 2020]. The highest MP abundance in bottom sediments was 52,107 items/kg DW, located near the Kondopoga pulp and paper mill and the town of Medvezh'egorsk [Zobkov *et al.*, 2020, 2023].

Investigation of MP particles in Ladoga sediments also began in 2018 [Pozdnyakov and Ivanova, 2018], unfortunately the sampling technique is not mentioned. MP particle content in bottom sediments was 60–200 items/kg DW for 0.1–5 mm size particles. Ekman Berge grab were used to collect sediments in further research [Ivanova and Tikhonova, 2022]. MP abundance was estimated as 14–90 items/kg DW for 0.06–5 mm size particles.

MP particles were also studied in river bottom sediments. The amount of MPs in the Yenisei bottom sediments were 235–543 items/kg DW (0.15–5 mm particle size) with no tendency of downstream increasing [Frank *et al.*, 2021]. Sediment samples were collected with a stainless steel spoon and stored in aluminum foil bags. The concentration of MP particles in the bottom sediments of the M. Neva and The Smolenka Rivers was 30–60 items/kg DW (0.1–5 mm particle size) [Pozdnyakov *et al.*, 2020].

For particles between 500–5000 μm , the MP concentration was low (<1 items/kg DW) in samples taken from the Roter Main River sediments (Germany), while for pore scale particles (20–50 μm) the high content was measured ($\sim 30,000$ items/kg DW) [Frei *et al.*, 2019]. Dusaucy *et al.* [2021] reported that MP abundance in bottom sediments from 98 lakes worldwide ranged from 0.7 items/kg DW to 7707 items/kg DW with a median value around 385 items/kg DW, the authors summarized the results of all studies without considering particle size range.

In bottom sediments MP was mainly represented by fibers (Fig. 5). In two samples from the Yenisei River percentage of fibers reached 100% [Frank *et al.*, 2021], from Lake Ladoga – 99% [Ivanova and Tikhonova, 2022], from the M. Neva and the Smolenka – 95% [Pozdnyakov *et al.*, 2020]. In Onego sediments fibers accounted for 50–60% of the total, fragments, films and bears have been also found [Zobkov *et al.*, 2023]. The percentage of MP morphological forms is caused by the sampling location and the nearness of the contamination sources.

In total, 16 polymer types have been identified in bottom sediments in the Lake Onego [Zobkov *et al.*, 2023]. PC, PE, cellophane, and polyacrylonitrile were the most dominant polymers in bottom sediments in the Lake Onego, together accounting for over 57% of the identified samples, using Raman spectroscopy [Zobkov *et al.*, 2020]. The MP composition of Ladoga bottom sediments is similar to that of the water samples: PET and polyacrylate [Ivanova and Tikhonova, 2022]. The majority of polymers from the examined samples from the M. Neva and the Smolenka sediments were identified as PET [Pozdnyakov *et al.*, 2020].

Similar to lake water, fibers are the most frequently found in lake sediments, and the dominant types of polymers are PE and PP [Dusaucy *et al.*, 2021; Wang *et al.*, 2017].

Conclusion

The growth of plastic production in Russia, and consequently the accumulation of plastic waste in landfills leads to increased environmental contamination by microplastics. The investigation of microplastic contamination in Russian freshwater systems is at the initial stage; studies are scattered and fragmentary, although researching on plastics in freshwater is increasing.

The analysis of 16 articles dedicated to MPs in Russian freshwater bodies resulted in a summary of the results in tabular and graphical formats. The studies of MPs in freshwater bodies have focused on both water samples and bottom sediments. The microplastic particles in the Volga water, the main water artery of the European part of Russia, were studied in quite detail; MP concentration in the water of the Northern Dvina River delta was estimated at the single location, but within a time range; water samples were collected at several points of the Ob, the Tom, and the Yenisei (Siberian rivers), also six small rivers of the Kaliningrad region and two small rivers near Neva Bay (Leningrad region) were investigated. Microplastic contamination was studied in water samples from 9 lakes in European and Siberian parts of Russia. 6 studies reported MP contamination in bottom sediments of Russian lakes and rivers: Lake Onego, Lake Ladoga, the Yenisei River, the Smolenska River and the M. Neva River.

Currently, there is no standardized methodology for the MPs analysis (sampling, extraction, identification). The Russian studies reported the following water sampling methods: trawling, pump filtration, and bottle collection. Some researchers collect plastics from surface and near-surface water, while others study MPs in the water column. Using different salts as a separation reagent also results in different particle counts, NaCl, ZnCl₂, HCOOK, NaI were used as flotation reagent. Application of different methods of MP identification (microscopy, DSC, FTIR, Raman spectroscopy) also creates uncertainties in estimation of polymeric particles concentrations.

It is challenging and impossible to compare MP concentrations obtained from different techniques and particle size ranges. In 4 studies of river systems, MP particles were caught by MANTA or Neuston nets trawling with the same mesh size (0.330 mm); and NOAA protocol [Masura *et al.*, 2015] or modified NOAA protocol [Zobkov *et al.*, 2020] were used as the extraction method. Due to the use of similar techniques, it is possible to compare the concentrations obtained. The results showed that the MP concentration varies by three orders of magnitude: from parts of items/kg in the Volga River and the Northern Dvina River to hundreds of items/kg in the Upper Ob for particles 0.3–5 mm size.

Microplastic particles in Lake Baikal were investigated in three studies. Water samples were collected using MANTA net, pumping device and plastic bottles. MP abundance in Lake Baikal varies from 0.25 to 34.92 items/m³ for particles 0.3–5 mm size. $(4-26) \times 10^3$ items/m³ is the highest MP concentration in water samples, estimated in the Altai lakes (Western Siberia), which is related to the studied particle size (10–960 nm).

MP contamination of water and bottom sediments in Onego and Ladoga lakes has been studied in sufficient detail, both spatially and temporally. The highest MP abundance in bottom sediments was 52,107 items/kg DW for 0.174–5 mm size particles, sampled in Kondopoga Bay (Lake Onego), while the concentration of MP particles in Lake Ladoga does not exceed 200 items/kg DW for 0.1–5 mm size particles. MP content in Onego water reached 3680 items/kg (0.174–5 mm size), in Ladoga water – 2400 items/kg (0.1–5 mm size).

MP studies conducted in Russian freshwater systems reveal that MP concentration is highly variable in both water and bottom sediments. The MP content in water bodies can be distinguished, first, by various sources of contamination in urbanized, agricultural and natural areas; second, by different natural factors (wind regime, hydrological and hydrodynamic conditions of water bodies); third, by contrasting sampling techniques and different size ranges of the investigated particles.

Chemical composition, physical properties and morphological characteristics of microplastic particles help suggest possible sources of polymer contamination, so it is necessary to examine the caught MPs in as much detail as possible. Identification of the source of contamination will help to make decisions on environmental protection and to assess the risk of water contamination.

References

- Auta, H. S., C. U. Emenike, and S. H. Fauziah (2017), Distribution and importance of microplastics in the marine environment: A review of the sources, fate, effects, and potential solutions, *Environment International*, 102, 165–176, <https://doi.org/10.1016/j.envint.2017.02.013>.
- Bagaev, A., E. Esiukova, D. Litvinyuk, et al. (2021), Investigations of plastic contamination of seawater, marine and coastal sediments in the Russian seas: a review, *Environmental Science and Pollution Research*, 28(25), 32,264–32,281, <https://doi.org/10.1007/s11356-021-14183-z>.
- Barnes, D. K. A., F. Galgani, R. C. Thompson, and M. Barlaz (2009), Accumulation and fragmentation of plastic debris in global environments, *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 364(1526), 1985–1998, <https://doi.org/10.1098/rstb.2008.0205>.
- Barrows, A. P. W., C. A. Neumann, M. L. Berger, and S. D. Shaw (2017), Grab vs. neuston tow net: a microplastic sampling performance comparison and possible advances in the field, *Analytical Methods*, 9(9), 1446–1453, <https://doi.org/10.1039/C6AY02387H>.
- Bergmann, M., S. Mützel, S. Primpke, et al. (2019), White and wonderful? Microplastics prevail in snow from the Alps to the Arctic, *Science Advances*, 5(8), <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax1157>.
- Cera, A., G. Cesarini, and M. Scalici (2020), Microplastics in Freshwater: What Is the News from the World?, *Diversity*, 12(7), 276, <https://doi.org/10.3390/d12070276>.
- Chubarenko, I., E. Esiukova, M. Zobkov, and I. Isachenko (2022), Microplastics distribution in bottom sediments of the Baltic Sea Proper, *Marine Pollution Bulletin*, 179, 113,743, <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.113743>.
- Cole, M., P. Lindeque, C. Halsband, and T. S. Galloway (2011), Microplastics as contaminants in the marine environment: A review, *Marine Pollution Bulletin*, 62(12), 2588–2597, <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2011.09.025>.
- Derraik, J. G. B. (2002), The pollution of the marine environment by plastic debris: a review, *Marine Pollution Bulletin*, 44(9), 842–852, [https://doi.org/10.1016/s0025-326x\(02\)00220-5](https://doi.org/10.1016/s0025-326x(02)00220-5).
- Duis, K., and A. Coors (2016), Microplastics in the aquatic and terrestrial environment: sources (with a specific focus on personal care products), fate and effects, *Environmental Sciences Europe*, 28(1), <https://doi.org/10.1186/s12302-015-0069-y>.
- Dusaucy, J., D. Gateuille, Y. Perrette, and E. Naffrechoux (2021), Microplastic pollution of worldwide lakes, *Environmental Pollution*, 284, 117,075, <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2021.117075>.
- European Bioplastics (2018), <https://www.european-bioplastics.org/>.
- Federal State Statistics Service (1999), <https://rosstat.gov.ru/>.
- Filimonova, E. A., and M. G. Baldenkov (2015), A combined-water-system approach for tackling water scarcity: application to the Permilovo groundwater basin, Russia, *Hydrogeology Journal*, 24(2), 489–502, <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1325-3>.
- Frank, Y. A., E. D. Vorobiev, D. S. Vorobiev, et al. (2020), Preliminary Screening for Microplastic Concentrations in the Surface Water of the Ob and Tom Rivers in Siberia, Russia, *Sustainability*, 13(1), 80, <https://doi.org/10.3390/su13010080>.
- Frank, Y. A., D. S. Vorobiev, O. A. Kayler, et al. (2021), Evidence for Microplastics Contamination of the Remote Tributary of the Yenisei River, Siberia-The Pilot Study Results, *Water*, 13(22), 3248, <https://doi.org/10.3390/w13223248>.
- Frei, S., S. Piehl, B. S. Gilfedder, M. G. J. Löder, J. Krutzke, L. Wilhelm, and C. Laforsch (2019), Occurrence of microplastics in the hyporheic zone of rivers, *Scientific Reports*, 9(1), <https://doi.org/10.1038/s41598-019-51741-5>.
- Geyer, R., J. R. Jambeck, and K. L. Law (2017), Production, use, and fate of all plastics ever made, *Science Advances*, 3(7), <https://doi.org/10.1126/sciadv.1700782>.
- Guzzetti, E., A. Sureda, S. Tejada, and C. Faggio (2018), Microplastic in marine organism: Environmental and toxicological effects, *Environmental Toxicology and Pharmacology*, 64, 164–171, <https://doi.org/10.1016/j.etap.2018.10.009>.

- Hidalgo-Ruz, V., L. Gutow, R. C. Thompson, and M. Thiel (2012), Microplastics in the Marine Environment: A Review of the Methods Used for Identification and Quantification, *Environmental Science & Technology*, 46(6), 3060–3075, <https://doi.org/10.1021/es2031505>.
- Horton, A. A., A. Walton, D. J. Spurgeon, E. Lahive, and C. Svendsen (2017), Microplastics in freshwater and terrestrial environments: Evaluating the current understanding to identify the knowledge gaps and future research priorities, *Science of The Total Environment*, 586, 127–141, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.01.190>.
- Il'ina, O. V., M. Y. Kolobov, and V. V. Il'inskii (2021), Plastic Pollution of the Coastal Surface Water in the Middle and Southern Baikal, *Water Resources*, 48(1), 56–64, <https://doi.org/10.1134/S0097807821010188>.
- Ivanova, E. V., and D. A. Tikhonova (2022), Estimation of microplastic content in Lake Ladoga, *Transactions of the Karelian Research Centre RAS*, (6), 58, <https://doi.org/10.17076/lim1582>.
- Kazak, E. S., E. A. Filimonova, and A. E. Preobrazhenskaya (2023), Occurrence and Detection Problems of Micro- and Nanoplastics in the Water Environment of Russia, *Moscow University Geology Bulletin*, 78(1), 110–123, <https://doi.org/10.3103/S0145875223010076>.
- Kazmiruk, V. D. (2020), *Microplastics in the Environment: A Growing Global Scale Challenge*, 432 pp., LENAND, Moscow (in Russian).
- Krivopuskova, E. V., and S. V. Shibaev (2022), The first results of the evaluation of microplastic concentrations in the mouth areas of some small rivers of the Kaliningrad region, in *X National scientific conference "Aquatic bioresources, aquaculture and ecology of water reservoirs"*, pp. 208–214, Baltic Fishing Fleet State Academy, Kaliningrad (in Russian).
- Li, C., R. Busquets, and L. C. Campos (2020), Assessment of microplastics in freshwater systems: A review, *Science of The Total Environment*, 707, 135,578, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135578>.
- Lisina, A. A., M. M. Platonov, O. I. Lomakov, et al. (2021), Microplastic Abundance In Volga River: Results Of A Pilot Study In Summer 2020, *GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY*, 14(3), 82–93, <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2021-041>.
- Lusher, A. L., I. L. N. Brâte, K. Munno, R. R. Hurley, and N. A. Welden (2020), Is It or Isn't It: The Importance of Visual Classification in Microplastic Characterization, *Applied Spectroscopy*, 74(9), 1139–1153, <https://doi.org/10.1177/0003702820930733>.
- Malygina, N., E. Mitrofanova, N. Kuryatnikova, et al. (2021), Microplastic Pollution in the Surface Waters from Plain and Mountainous Lakes in Siberia, Russia, *Water*, 13(16), 2287, <https://doi.org/10.3390/w13162287>.
- Mani, T., and P. Burkhardt-Holm (2020), Seasonal microplastics variation in nival and pluvial stretches of the Rhine River - From the Swiss catchment towards the North Sea, *Science of The Total Environment*, 707, 135,579, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135579>.
- Masura, J., J. Baker, G. Foster, and C. Arthur (2015), Laboratory Methods for the Analysis of Microplastics in the Marine Environment: Recommendations for quantifying synthetic particles in waters and sediments, <https://doi.org/10.25607/OBP-604>.
- Meyer, M. F., T. Ozersky, K. H. Woo, et al. (2021), A unified dataset of colocated sewage pollution, periphyton, and benthic macroinvertebrate community and food web structure from Lake Baikal (Siberia), *Limnology and Oceanography Letters*, 7(1), 62–79, <https://doi.org/10.1002/lol2.10219>.
- Moore, M. V., M. Yamamuro, O. A. Timoshkin, A. A. Shirokaya, and Y. Kameda (2021), Lake-wide assessment of microplastics in the surface waters of Lake Baikal, Siberia, *Limnology*, 23(1), 265–274, <https://doi.org/10.1007/s10201-021-00677-9>.
- National Bureau of Statistics of China (1999), <https://www.stats.gov.cn/english/>.
- O'Brien, S., C. Rauert, F. Ribeiro, et al. (2023), There's something in the air: A review of sources, prevalence and behaviour of microplastics in the atmosphere, *Science of The Total Environment*, 874, 162,193, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.162193>.

- Plastics Europe and EPRO (2021), *Plastics - the Facts 2021: An analysis of European plastics production, demand and waste data*, Plastics Europe.
- Pozdnyakov, S. R., and E. V. Ivanova (2018), Estimation of the microplastics concentrations in the water column and bottom sediments of Ladoga Lake, *Regional Ecology*, 54(4), 48, <https://doi.org/10.30694/1026-5600-2018-4-48-52>.
- Pozdnyakov, S. R., E. V. Ivanova, A. V. Guzeva, E. P. Shalunova, K. D. Martinson, and D. A. Tikhonova (2020), Studying the Concentration of Microplastic Particles in Water, Bottom Sediments and Subsoils in the Coastal Area of the Neva Bay, the Gulf of Finland, *Water Resources*, 47(4), 599–607, <https://doi.org/10.1134/S0097807820040132>.
- Qi, R., D. L. Jones, Z. Li, Q. Liu, and C. Yan (2020), Behavior of microplastics and plastic film residues in the soil environment: A critical review, *Science of The Total Environment*, 703, 134,722, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134722>.
- Ritchie, H., V. Samborska, and M. Roser (2023), Plastic Pollution, *Our World in Data*.
- Russell, M., and L. Webster (2021), Microplastics in sea surface waters around Scotland, *Marine Pollution Bulletin*, 166, 112,210, <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.112210>.
- Siegfried, M., A. A. Koelmans, E. Besseling, and C. Kroeze (2017), Export of microplastics from land to sea. A modelling approach, *Water Research*, 127, 249–257, <https://doi.org/10.1016/j.watres.2017.10.011>.
- Singh, N., A. Mondal, A. Bagri, et al. (2021), Characteristics and spatial distribution of microplastics in the lower Ganga River water and sediment, *Marine Pollution Bulletin*, 163, 111,960, <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111960>.
- Speranskaya, O., O. Ponizova, O. Tsitser, and Y. Gursky (2021), *Plastics and plastic waste in Russia: Situation, problems and recommendations*, International Pollutants Elimination Network (IPEN) (in Russian).
- Thompson, R. C., Y. Olsen, R. P. Mitchell, et al. (2004), Lost at Sea: Where Is All the Plastic?, *Science*, 304(5672), 838–838, <https://doi.org/10.1126/science.1094559>.
- Unnisa, S. A., and M. Hassanpour (2017), Development circumstances of four recycling industries (used motor oil, acidic sludge, plastic wastes and blown bitumen) in the world, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 72, 605–624, <https://doi.org/10.1016/j.rser.2017.01.109>.
- Uurasjärvi, E., S. Hartikainen, O. Setälä, M. Lehtiniemi, and A. Koistinen (2019), Microplastic concentrations, size distribution, and polymer types in the surface waters of a northern European lake, *Water Environment Research*, 92(1), 149–156, <https://doi.org/10.1002/wer.1229>.
- Volkova, A. V. (2020), Market of large-tonnage polymers - 2020, *HSE University* (in Russian).
- Wang, W., A. W. Ndungu, Z. Li, and J. Wang (2017), Microplastics pollution in inland freshwaters of China: A case study in urban surface waters of Wuhan, China, *Science of The Total Environment*, 575, 1369–1374, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.09.213>.
- Welle, F., and R. Franz (2018), Microplastic in bottled natural mineral water - literature review and considerations on exposure and risk assessment, *Food Additives & Contaminants: Part A*, 35(12), 2482–2492, <https://doi.org/10.1080/19440049.2018.1543957>.
- World Population Review (2023), <https://worldpopulationreview.com/>.
- Yasinskii, S. V., E. V. Venitsianov, E. A. Kashutina, et al. (2021), Contribution of microparticles to the transport of pollution by rivers and groundwaters in a large city, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 834(1), 012,047, <https://doi.org/10.1088/1755-1315/834/1/012047>.
- Zhao, Sh., L. Zhu, and D. Li (2015), Microplastic in three urban estuaries, China, *Environmental Pollution*, 206, 597–604, <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2015.08.027>.
- Zhdanov, I., A. Lokhov, A. Belesov, et al. (2022), Assessment of seasonal variability of input of microplastics from the Northern Dvina River to the Arctic Ocean, *Marine Pollution Bulletin*, 175, 113,370, <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.113370>.

- Ziajahromi, Sh., P. A. Neale, and F. D. L. Leusch (2016), Wastewater treatment plant effluent as a source of microplastics: review of the fate, chemical interactions and potential risks to aquatic organisms, *Water Science and Technology*, 74(10), 2253–2269, <https://doi.org/10.2166/wst.2016.414>.
- Zobkov, M., N. Belkina, V. Kovalevski, M. Zobkova, T. Efremova, and N. Galakhina (2020), Microplastic abundance and accumulation behavior in Lake Onego sediments: a journey from the river mouth to pelagic waters of the large boreal lake, *Journal of Environmental Chemical Engineering*, 8(5), 104,367, <https://doi.org/10.1016/j.jece.2020.104367>.
- Zobkov, M., N. Kalinkina, V. Kovalevski, et al. (2023), Results of interdisciplinary studies of the contamination of Lake Onego water area by microplastic particles, *Transactions of the Karelian Research Centre RAS*, (6), 32, <https://doi.org/10.17076/lim1707> (in Russian).
- Zobkov, M. B., and E. E. Esiukova (2018), Microplastics in a Marine Environment: Review of Methods for Sampling, Processing, and Analyzing Microplastics in Water, Bottom Sediments, and Coastal Deposits, *Oceanology*, 58(1), 137–143, <https://doi.org/10.1134/S0001437017060169>.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СРЕДНЕГО УРАЛА ПО ГРАВИТАЦИОННЫМ
И МАГНИТНЫМ ДАННЫМД. Д. Бызов¹, П. С. Мартышко^{1,*}, Н. В. Федорова¹, и А. Л. Рублев¹¹Институт геофизики им. Ю. П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия* **Контакт:** Петр Сергеевич Мартышко, pmart3@mail.ru

Для Среднего Урала и сопредельных территорий Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ в пределах географических координат от 56° до 60° северной широты и от 54° до 66° восточной долготы проведено изучения структурных особенностей аномального гравитационного и магнитного полей и построены карты разделенных аномалий для слоев земной коры. С использованием оригинальных параллельных алгоритмов решения прямых и обратных задач гравиметрии и магнитометрии построены плотностная модель литосферы и распределение источников магнитных аномалий в земной коре. Проведено сопоставление результатов моделирования источников магнитных аномалий в земной коре с плотностной моделью с целью изучения различия глубинного строения западного и восточного секторов палеозойской Уральской складчатой системы, а также зон ее сочленения с древней Восточно-Европейской и эпигерцинской Западно-Сибирской платформами.

Ключевые слова: магнитные и гравитационные аномалии, обратные задачи грави-магнитометрии, трехмерные модели земной коры, Средний Урал.

Цитирование: Бызов, Д. Д., П. С. Мартышко, Н. В. Федорова, и А. Л. Рублев Глубинное строение Среднего Урала по гравитационным и магнитным данным // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES3006. — DOI: 10.2205/2024es000924 — EDN: DSSAOD

Введение

Развитие геофизических методов интерпретации гравитационных и магнитных полей для больших массивов данных позволяет перейти от изучения глубинного строения литосферы вдоль профилей ГСЗ к объемным моделям. На основе комплекса методов, разработанных в Институте геофизики УрО РАН, для территории более 400 000 км² построены модели источников гравитационных и магнитных аномалий в слоях земной коры Среднего Урала и сопредельных регионов. Район исследования расположен в пределах географических координат от 56° до 60° северной широты и от 54° до 66° восточной долготы и охватывает палеозойскую складчатую область Урала и прилегающие структуры Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ.

Реликты палеозойского Уральского орогена протягиваются меридионально более чем на 2500 км и вдоль простирания разделены на Южный, Средний, Северный, Приполярный и Полярный сегменты. В описательных геологических целях эпипалеозойская Уральская складчатая система разделена на шесть структурно-тектонических мегазон, протяженных с севера на юг (рис. 1). С запада на восток расположены: Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская, Центрально-Уральская, Тагило-Магнитогорская, Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны. Разделение в значительной степени основано на различиях в возрасте и палеогеографических условия формирования доминирующих внутри них породных комплексов [Пучков, 2010]. Магнитные и гравитационные аномалии над палеозойским складчатым Уралом также как мегазоны в основном протягиваются в меридиональном направлении с севера на юг (рис. 1) [Государственная геологическая карта, 2011].

<https://elibrary.ru/dssaod>

Получено: 14 мая 2024 г.

Принято: 29 июля 2024 г.

Опубликовано: 5 августа 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

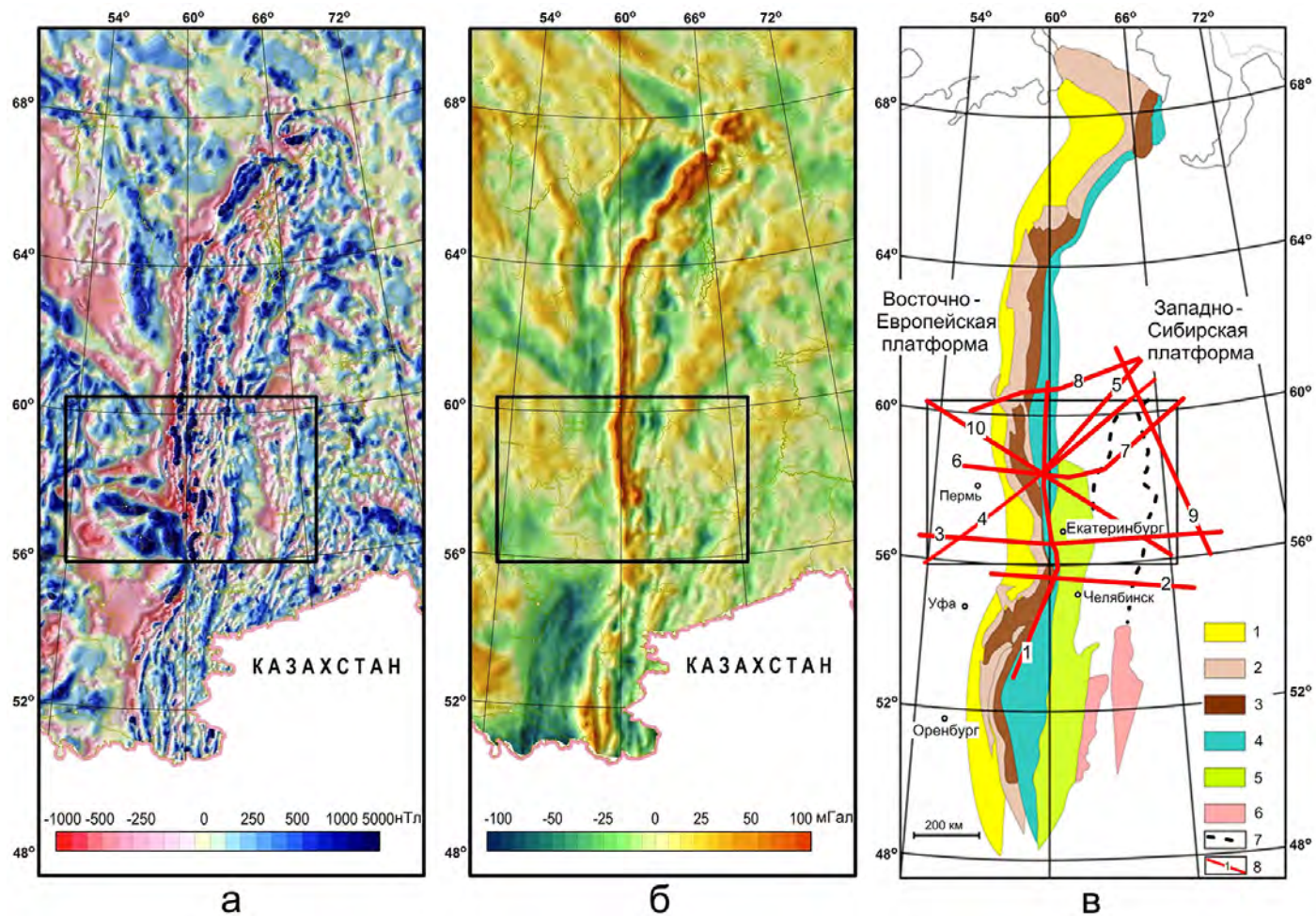


Рис. 1. Уральский регион и прилегающие территории Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ: а – карта аномального магнитного поля; б – карта гравитационного поля в редукции Буге; в – схема тектонического районирования палеозойда Урала. Мегазоны: 1 – Предуральский краевой прогиб; 2 – Западно-Уральская; 3 – Центрально-Уральская; 4 – Тагило-Магнитогорская; 5 – Восточно-Уральская; 6 – Зауральская; 7 – границы мегазон под осадочным чехлом Западной Сибири; 8 – профили ГСЗ: 1 – Вижай–Орск; 2 – Тараташский; 3 – Свердловский; 4 – Гранит; 5 – Рубин-2; 6 – Красноуральский; 7 – Ханты-Мансийский; 8 – Краснотенский; 9 – Сев. Сосьва–Ялуторовск; 10 – Рубин-1. Граница изучаемой территории обозначена прямоугольником.

В работе [Пучков, 2010] отмечено, что три западные мегазоны (Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская и Центрально-Уральская) – это палеоконтинентальная часть Урала, сформировавшаяся на окраине континента Балтика (ставшей частью композитного континента Лавруссия после коллизии Балтики с Лаврентией). Восточные мегазоны (Тагило-Магнитогорская, Восточно-Уральская и Зауральская) образуют палеоостроводужную часть Урала, представляющую собой коллаж офиолитов, островодужных и микроконтинентальных террейнов. Это разделение совпадает с традиционным обособлением мио- и эвгеосинклинальных зон Урала, границей между которыми является зона Главного Уральского разлома [Соболев, 1969]. Тагило-Магнитогорская мегазона состоит из двух террейнов: Магнитогорского в южной и Тагильского в северных частях мегазоны. В более ранних работах Восточно-Уральскую мегазону разделяли на Восточно-Уральское поднятие и Восточно-Уральский прогиб [Соболев, 1969].

Границы западных мегазон Урала прослежены на поверхности на всем протяжении пояса. В пределах Северного, Среднего и северной части Южного сегментов границы

повторяют контуры Восточно-Европейской платформы. Восточные зоны представлены преимущественно в Южном и Среднем сегментах Урала, постепенно исчезая к северу под мезозойско-кайнозойским чехлом молодой Западно-Сибирской платформы. Расположение восточной границы палеозойид Урала является предметом многолетней научной дискуссии. В нашей работе граница между структурами Палеоуральского орогена и Западно-Сибирской платформой на поверхности фундамента обозначена по Тюменско-Чудиновскому разлому.

Начиная с середины прошлого века, в СССР для изучения глубинного строения литосферы выполнен большой объем сейсмических исследований. В пределах палеозойской Уральской складчатой системы наиболее детально исследован район Среднего Урала, через который проходят 10 профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Ряд из них пересекаются в районе сверхглубокой скважины СГ-4 (рис. 1в) [Государственная геологическая карта, 2011]. Результаты исследований по этим профилям были использованы для создания плотностной модели начального приближения. Методика и результаты построения трехмерной модели распределения плотности до глубины 80 км в литосфере изучаемого региона приведены в работе [Ладовский и др., 2023] (использованы спутниковые гравитационные данные XGM2019e_2159_GA [Zingerle et al., 2020], шаг по сетке вычислений 1 км).

В настоящей статье приведены результаты моделирования источников магнитных аномалий в земной коре и их сопоставление с плотностной моделью с целью изучения различия глубинного строения западной и восточной частей Уральской складчатой системы, а также ее сочленения с Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформами.

Исходные данные

Использованная нами цифровая модель гравитационного поля в редукции Буге была построена под руководством А. В. Чурсина «Уральской геофизической экспедицией» на основе большого набора измерений разных лет с различной детальностью и масштабом (от 1:50 000 до 1:1 000 000). Считается, что масштаб модели в среднем 1:500 000. В статье слово «детальность» применительно к моделям нигде не используется, везде четко говорится – «шаг сетки». Слово «разрешение» применительно к цифровым моделям употребляется в смысле «цифровое разрешение», т.е. некоторая величина, показывающая количество сэмплов (элементов дискретизации) на единицу, в нашем случае, объема. Шаг 500 м сетки разбиения модели может служить такой величиной, так как по нему можно однозначно установить, что 1 км³ модели описывается 8 элементами дискретизации.

Изучение структурных особенностей аномального магнитного поля проведено с использованием региональной базы данных, основанной на наземных и аэромагнитных съемках масштаба 1:200 000 [Чурсин и др., 2008]. При создании цифровой карты для более точного учета вековой вариации была проведена специальная аэромагнитная съемка по протяженным профилям и в качестве поля относимости использована модель главного геомагнитного поля IGRF-2000. Матрица аэромагнитных данных оцифрована через 250 м. На Среднем Урале региональная база данных охватывает территорию на листах O-40 и O-41в масштабе карт 1:1 000 000.

Методы

Построение плотностной модели земной коры и верхней мантии

Изложим кратко методику построения региональной трехмерной плотностной модели земной коры и верхней мантии. Для формирования начальной модели интерполированной плотности были построены плотностные разрезы до глубины 80 км по десяти сейсмическим профилям, положение которых отмечено на рис. 1. Недостающие данные по плотностям в межпрофильном пространстве заполнены интерполированными значениями плотности. Интерполяция выполнена по отдельным горизонтальным слоям, мощности которых в данном случае определены выбранным нами шагом дискретизации

500 м по вертикали и горизонтали. Трехмерная модель интерполированной плотности представляет собой параллелепипед в координатах $56\text{--}60^\circ$ с. ш., $54\text{--}66^\circ$ в. д. и мощностью 80 км с однородными элементами разбиения – кубиками с ребром 500 м. Точность интерполяции в межпрофильное пространство мы не можем оценить явным образом ввиду отсутствия фактических данных о плотности в этом пространстве. Косвенные признаки говорят о том, что она не высока: относительная невязка гравитационного поля интерполированной модели с наблюдаемым полем составляет порядка 100%. Однако, для нашей методики главное, чтобы модель начального приближения как можно лучше соответствовала априорным данным, поскольку в дальнейшем мы ищем мало отклоняющуюся от нуля корректирующую добавку к распределению плотности начальной модели, которая бы сохраняла, в основном, морфологию модели и одновременно приводила модельное поле в соответствие с наблюдаемым. Заметим, что без каких-либо априорных ограничений на трехмерное распределение плотности решение линейной обратной задачи гравиметрии не будет единственным. Поэтому подбор уточняющих поправок к избыточной плотности осуществлен в модельных классах корректности плотностных параметров. Доказано, что в горизонтальном слое латеральная плотность восстанавливается однозначно [Новоселицкий, 1965]. Единственность такого решения опирается на принцип локализации – варианте локально-одномерного проектирования на горизонтальную плоскость слоя, соотнесенного с ним внешнего аномального поля [Martyshko et al., 2017]. Поэтому разделение плотностного (сеточного) параллелепипеда начальной модели на семейство горизонтальных слоев позволяет реализовать алгоритм поиска слабееединственных решений обратной задачи гравиметрии для трехмерной избыточной плотности на множестве корректности мультипликативных добавок [Мартышко и др., 2016].

При разделении внешнего (разностного) поля на составляющие от горизонтальных слоев внутренних источников использован алгоритм пересчета (трансформации) поля «вверх-вниз» на несколько уровней [Martyshko et al., 2021c]. Инструментом фильтрации является метод сглаживания полей при их пересчете на различные высоты по формуле Пуассона [Тихонов и Самарский, 1966] и последующим аналитическим продолжением на глубину. Спектральные и амплитудные характеристики разноглубинных составляющих разделенных полей зависят от величины параметра регуляризации. Этот параметр подбирается для модели каждого горизонтального слоя с тем, чтобы реализовать допустимое сглаживание «повысотных» трансформант [Мартышко и др., 2021]. При этом устойчивое решение обратной задачи гравиметрии по отдельным плотностным слоям однозначно соотносится с пространственными аномалиями разделенных полей, пересчитанных на уровень земной поверхности. В настоящей работе шаг интервальной дискретизации пересчетов и мощности Δz_k горизонтальных слоев источников составляет 500 м.

Построение магнитной модели земной коры

Методика построения магнитной модели основана на изучении структурных особенностей аномального поля, выделения аномалии от различных слоев земной коры и построения трехмерных поверхностей слоев с разными значениями намагниченности.

Для применения процедуры разделения магнитного поля от слоев земной коры необходимо, чтобы информация о поле была представлена гармонической функцией (модуль поля не гармоническая функция). Поэтому наблюдаемые аномалии модуля магнитного поля, заданные на сетке 3000×2000 точек с шагом 250×250 м, подбирались суммой полей множества из 163840 однородно намагниченных отрезков. Неизвестными являются трехмерные координаты концов отрезков и модуль намагниченности (со знаком), т.е. по 7 параметров на отрезок. Направление намагниченности отрезков выбиралось по нормальному полю. Подбор осуществлялся при помощи параллельной программной реализации для графических ускорителей модификации метода минимизации Бройдена – Флетчера – Гольдфарба – Шанно с ограниченным использованием памяти в многомерном кубе (L-BFGS-B). Вычисления проводились с использованием

4 графических ускорителей NVidia Tesla K80. Расчет был остановлен после 2000 итераций при достижении относительной точности подбора поля около 5%. После определения параметров отрезков вычислялись компоненты магнитного поля, послойное разделение выполнялось для вертикальной компоненты.

Аномальное магнитное поле имеет интегральный характер и содержит составляющие от всех источников, расположенных в литосфере. Для выделения аномалий от источников в различных слоях земной коры была использована методика, основанная на повысотных пересчетах [Martyshko et al., 2014] (аналогичная описанной выше для гравитационного поля). Задача выделения эффекта от локальных источников, расположенных в горизонтальном слое от земной поверхности до некоторой глубины H , решалась в несколько этапов. На первом этапе вертикальная составляющая магнитного поля с помощью численного метода пересчитывалась вверх на высоту H . Для того чтобы окончательно избавиться от влияния источников в верхнем слое, пересчитанное вверх поле аналитически продолжалось вниз на глубину H . Поскольку задача пересчета поля вниз относится к классу некорректно поставленных задач, то при вычислениях использовался метод с применением регуляризации. На следующем этапе поле вновь пересчитывалось вверх на уровень дневной поверхности $H = 0$. Полученное трансформированное поле можно рассматривать как поле от источников, расположенных ниже границы H . После вычисления разности наблюдаемого и трансформированного полей получаем аномалии от локальных источников, расположенных в верхнем слое.

Таким способом для разных значений параметра H можно получить аномалии от источников, расположенных в различных горизонтальных слоях. Разделенные аномалии позволяют анализировать распределение источников по глубине, следовательно, появляется возможность установить связь между источниками магнитных аномалий на разных глубинах.

При построении региональных моделей возникает потребность интерпретировать большие массивы данных, что приводит к значительным затратам времени при вычислениях на однопроцессорных компьютерах. Использование параллельных алгоритмов для многопроцессорных вычислительных систем значительно сокращает время расчетов. Создана новая компьютерная технология, основанная на параллельных вычислениях. Описание математического аппарата и алгоритмов параллельных вычислений на суперкомпьютере Уран приведено в монографии [Martyshko et al., 2016]. В настоящей работе использован алгоритм, реализованный на персональных компьютерах с графическими процессорами NVidia и AMD [Martyshko et al., 2021a].

При сейсмических исследованиях традиционно земную кору разделяют на 3 слоя: осадочный, гранитный и базитовый. В пределах изучаемого региона мощность осадочного слоя Восточно-Европейской платформы составляет более 4 км и увеличивается в Предуральском прогибе до 5–6 км, а средняя глубина до базитового слоя около 20 км [Геотраверс «ГРАНИТ», 2002; Дружинин и др., 2003; 1981]. Для построения магнитной модели мы разделили аномалии по 3 слоям: приповерхностный от земной поверхности до глубины 5 км, верхний или гранитный от 5 до 20 км и нижний или базитовый от 20 до 50 км. Выполнены расчеты трансформированных полей (пересчитанных вверх и вниз) для уровней 5, 20, 50 км и рассчитаны магнитные аномалии от источников в 3 слоях земной коры. При расчетах мы использовали данные региональной базы, основанной на наземных и аэромагнитных съемках [Чурсин и др., 2008]. Для сопоставления с плотностными неоднородностями для этих слоев рассчитаны гравитационные аномалии. Карты магнитных и гравитационных аномалий всего Уральского региона приведены на рис. 1, а разделенных по слоям для территории Среднего Урала на рис. 2.

На полученных картах отчетливо видно различие в распределении аномалий в западной и восточной частях Урала. В осадочном и гранитном слоях в пределах Западной и Центральной Уральских мегазон присутствуют только небольшое количество слабых магнитных и гравитационных аномалий. К востоку от Главного Уральского разлома в Тагильской и Восточно-Уральской мегазонах наблюдается обилие высокоинтенсивных как магнитных, так и гравитационных аномалий, созданных массивами и протяжен-

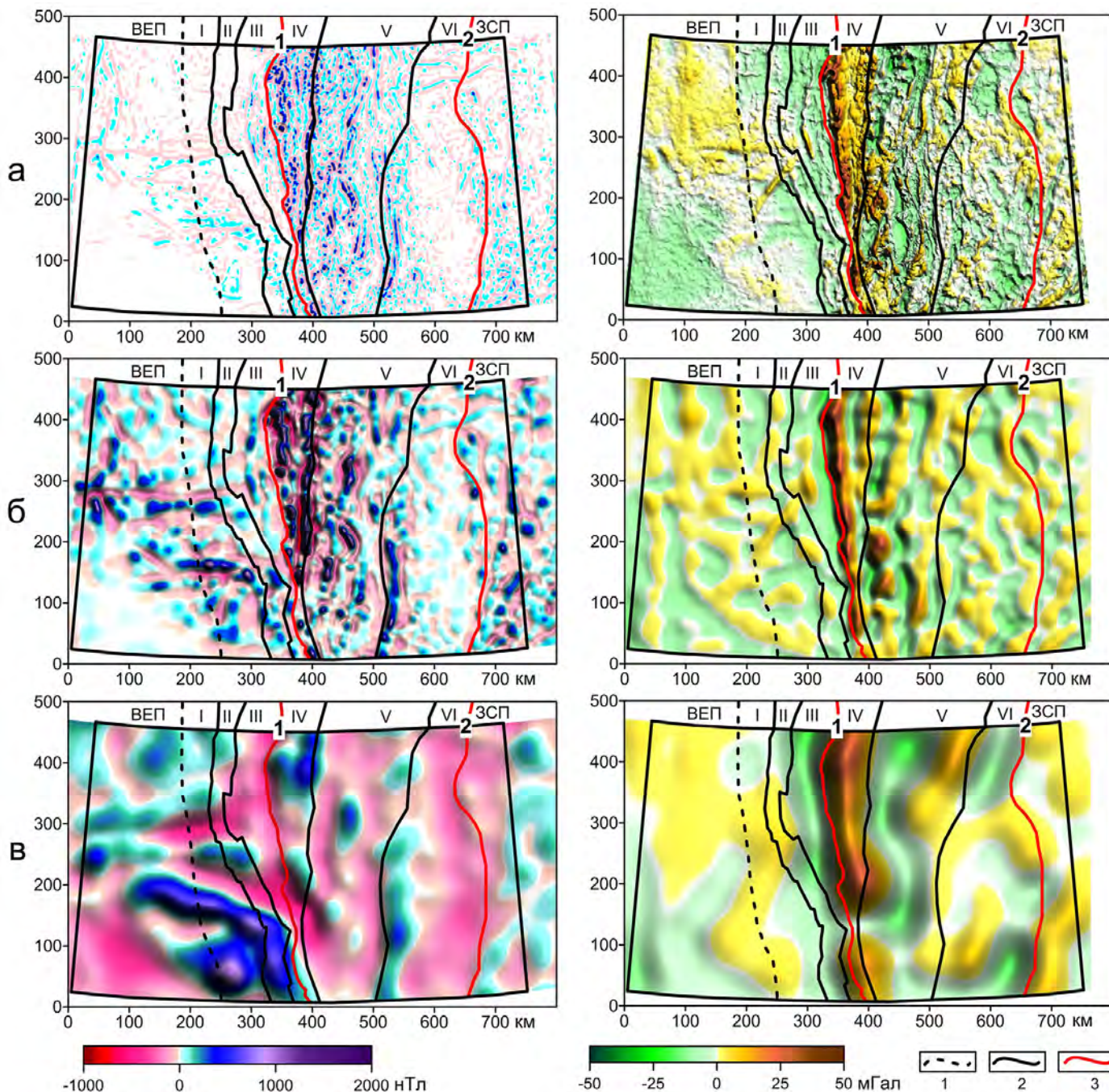


Рис. 2. Разделение магнитных (слева) и гравитационных (справа) аномалий по слоям: а – приповерхностный (0–5 км); б – гранитный (5–20 км); в – базитовый (20–50 км). Обозначения: 1 – западная граница Предуральского краевого прогиба; 2 – границы мегазон. Мегазоны: I – Предуральский краевой прогиб; II – Западно-Уральская; III – Центрально-Уральская; IV – Тагильская; V – Восточно-Уральская; VII – Зауральская; 3 – глубинные разломы: 1 – Главный Уральский; 2 – Тюменско-Чудиновский.

ными поясами и состоящими из базит-ультрабазитовых пород (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты различной степени серпентинизации, габбро, базальты, амфиболиты, а также диориты).

В базитовом слое под Уралом фиксируется значительное понижение уровня магнитных аномалий и пояса протяженных отрицательных аномалий меридионального простирания. Крупные положительные магнитные аномалии расположены в основ-

ном в пределах Восточно-Европейской платформы и протягиваются под Уральские структуры вплоть до Главного Уральского разлома. Гравитационные интенсивные положительные аномалии присутствуют только в Тагильской и Восточно-Уральской мегазонах.

Модель распределения намагниченности в земной коре

Для вычисления поверхности источников магнитных аномалий мы применили модифицированный метод локальных поправок решения структурной обратной задачи магнитометрии [Мартышко и др., 2016]. Этот метод позволяет определить геометрию поверхности раздела между двумя слоями при заданных значениях однородной намагниченности в слоях и средней глубине до второго слоя. Разработан итерационный способ нахождения границы, базирующийся на предположении о том, что наибольшее влияние на изменение значения поля в некоторой точке оказывает изменение ближайшей к данной точке части поверхности. На каждом шаге итерации уменьшается разность между заданными и приближенными значениями поля только за счет изменения значения искомой функции в этой точке. Предложенный метод не использует нелинейную минимизацию, что позволяет быстро решать структурные обратные задачи [Рублев, 2021; Martyshko et al., 2021b].

При задании намагниченности источников магнитных аномалий были использованы результаты петромагнитных исследований пород уральских вещественных комплексов, литературные данные по оценкам намагниченности слоев коры, а также результаты двумерного моделирования по многочисленным профилям, пересекающим Урал [Федорова, 2001; Fedorova and Rublev, 2019].

В приповерхностном слое от 0 до 5 км на платформах модель намагниченных источников позволила под слоем осадочного чехла локализовать массивы, как правило, состоящие из базитов и ультрабазитов, намагниченность которых составляет 1–3 А/м, а положение верхних кромок источников дает возможность уточнить глубину до кристаллического фундамента (рис. 3а). В пределах Палеоуральской складчатой системы наблюдается резкий контраст в распределении магнитных массивов между палеоконтинентальной и палеоостроводужной частями. В Западной и Центральной Уральских зонах присутствуют лишь немногочисленные источники, а к востоку от Главного Уральского разлома в Тагильско-Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазонах наблюдается большое количество намагниченных массивов, часть из которых маркируют многочисленные разломы. Намагниченные источники присутствуют не только в пределах Уральских гор, но и под осадками чехла Западно-Сибирской платформы. В восточной части Урала плотность намагниченных источников значительно снижается в районах крупных гранитных массивов, на рис. 3а эти области выделяются светлыми пятнами.

На рис. 3б приведена поверхность кровли намагниченных источников в верхнем или гранитном слое от 5 до 20 км. Расчеты проведены для намагниченности 2 А/м и асимптоты 15 км. Источники в основном образуют линейные пояса, как в пределах Урала, так и на платформах. Можно отметить их практически равномерное распределение по всей территории за исключением юго-западного участка Восточно-Европейской платформы, где протяженность поясов небольшая от 20 до 100 км, а направления их простирания варьируют от меридионального до широтного. По-видимому, они являются аналогами архейских зеленокаменных поясов.

На Урале и в Западной Сибири пояса имеют протяженность от 50 до 300 км и более. На западе Урала пояса уральского направления (север-юг) появляются к востоку от центральной части Центрально-Уральской мегазоны на глубине 10–12 км. На западе в Предуральском краевом прогибе и Западно-Уральской мегазоне направление простирания ряда поясов резко меняется на субширотное, что свидетельствует о принадлежности этих источников фундаменту Восточно-Европейской платформы. В пределах Предуральского краевого прогиба глубина до верхних кромок источников составляет 5–8 км, а в Западно-Уральской и восточной части Центрально-Уральской

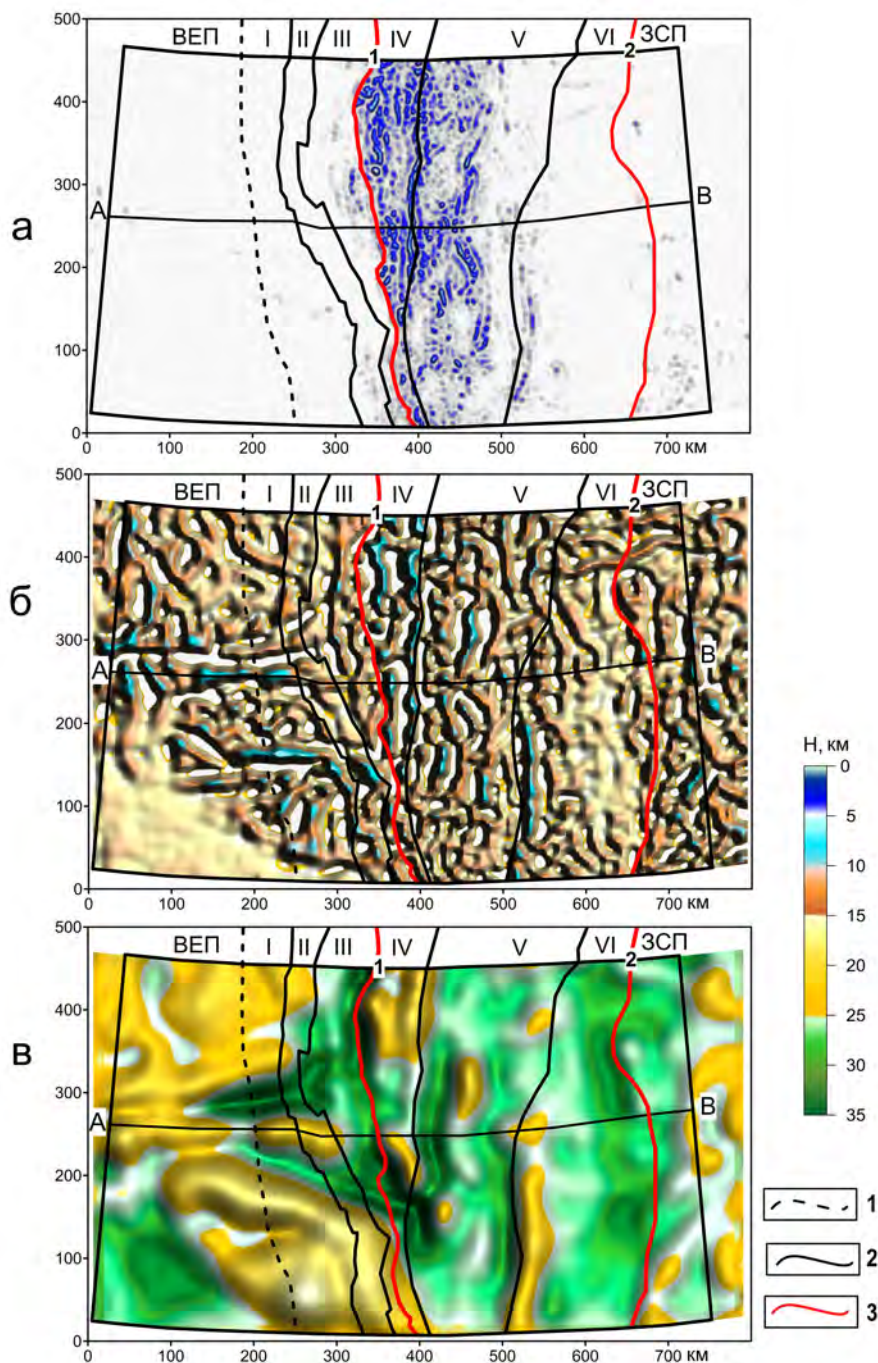


Рис. 3. Результаты объемного моделирования источников магнитных аномалий: а – приповерхностный слой; б – гранитный слой; в – базитовый слой. Обозначения: 1 – западная граница Предуральского краевого прогиба; 2 – границы мегазон. Мегазоны: I – Предуральский краевой прогиб; II – Западно-Уральская; III – Центрально-Уральская; IV – Тагильская; V – Восточно-Уральская; VI – Зауральская; 3 – основные разломы: 1 – Главный Уральский; 2 – Тюменско-Чудиновский.

мегазоны происходит погружение до 12–14 км. Расположение этих источников позволяет надежно определить под уралами глубину до фундамента древней платформы. В Тагильской и Восточно-Уральской мегазонах верхние кромки поясов расположены значительно выше и в ряде мест достигают верхней отметки этого слоя – 5 км.

Расчеты поверхности, разделяющей гранитный и базитовый слой, проведены для нескольких вариантов намагниченности 2, 4 и 6 А/м и положений асимптоты 20 и 25 км.

При намагниченности 2 А/м вариации поверхности получились слишком большие, их верхние кромки превышали глубину 10 км, что вряд ли соответствует реальному положению вещей. Поверхность для намагниченности 6 А/м и глубине до асимптоты 25 км приведена на рис. 3в. В пределах Восточно-Европейской платформы и западной части Урала региональным аномалиям соответствуют подъемы кровли нижнего намагниченного слоя коры до 15 км. Резкое погружение поверхности до 30–35 км происходит в зоне Главного Уральского разлома, и это позволяет уверенно определить восточную границу Восточно-Европейской платформы на уровне нижней коры. Восточнее наблюдается еще несколько узких зон погружения, протягивающихся в меридиональном направлении. Возможно, они маркируют глубинные границы различных террейнов, образующих структуру восточной части Урала. Наиболее обширное по площади погружение кровли нижнего слоя происходит к западу от Тюменско-Чудиновского разлома и, вероятно, является глубинным разделом между Уральской складчатой системой и Западно-Сибирской платформой.

Глубинные структуры сочленения палеозоид Урала с Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформами (обсуждение результатов)

Построенные объемные модели распределения плотности и намагниченности для изучаемой территории сконвертированы в формате числового параллелепипеда. Из трехмерных массивов возможно извлечение любых массивов меньшей размерности для трассировки вертикальных сечений или построения карт горизонтальных срезов. Для изучения отличия глубинных структур земной коры западной и восточной частей Уральской складчатой системы, а также зон ее сочленения с Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформами построены разрезы по широтному профилю АВ в центральной части изучаемой территории. Профиль проходит вдоль линейных магнитных источников, простирающихся в широтном направлении с Восточно-Европейской платформы под уралиды (рис. 3).

На рис. 4 приведена северная часть объемной магнитной модели источников второго слоя (5–20 км) и разрез вдоль профиля АВ, на котором показаны границы второго и третьего слоев. Для нижнего (третьего) слоя приведены два альтернативных, эквивалентных варианта для разных асимптот и значений намагниченности 4 и 6 А/м.

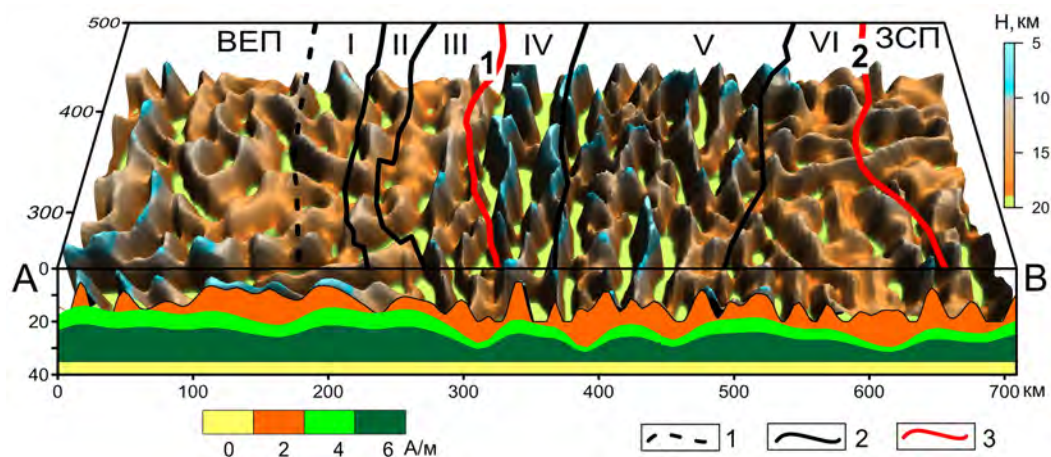


Рис. 4. Объемная магнитная модель источников второго слоя (5–20 км) и разрез вдоль профиля АВ, на котором показаны рельеф кровли второго слоя и две альтернативные, эквивалентные модели нижнего слоя для разных асимптот и значений намагниченности. Обозначения: 1 – западная граница Предуральского краевого прогиба; 2 – границы мегазон. Мегазоны: I – Предуральский крайовой прогиб; II – Западно-Уральская; III – Центрально-Уральская; IV – Тагильская; V – Восточно-Уральская; VII – Зауральская; 3 – глубинные разломы: 1 – Главный Уральский; 2 – Тюменско-Чудиновский.

Разрез, дополненный магнитными источниками в приповерхностном слое и границами структурно-тектонических зон, приведен на рис. 5а. Нижняя граница модели ограничена глубиной 35 км, что соответствует минимальной отметке подошвы земной коры. Сечение плотностной модели по этому профилю показано на рис. 5б. На разрезе нанесены границы, разделяющие осадочный чехол и кристаллический фундамент платформ.

На разрезах отчетливо видно различие западных и восточных мегазон. В Тагильской и Восточно-Уральской мегазонах высокоплотностные и намагниченные объекты присутствуют не только в приповерхностном слое, но и до глубины 20–25 км. А в Западной и Центрально-Уральской мегазонах происходит погружение слоев пониженной плотности 2,7–2,8 г/см³ до глубины 12–15 км, а с плотностью 2,85 г/см³ до 17–18 км (рис. 5б). Магнитные источники практически отсутствуют до глубины 12–15 км, за исключением небольших блоков в приповерхностном слое вблизи Главного Уральского глубинного разлома (рис. 5а). Скорее всего, это свидетельствует о том, что в зоне надвига уралид на край Восточно-Европейской платформы до глубины 12–15 км преобладают осадочные породы, аналогичные залегающим на поверхности терригенно-карбонатным породам.

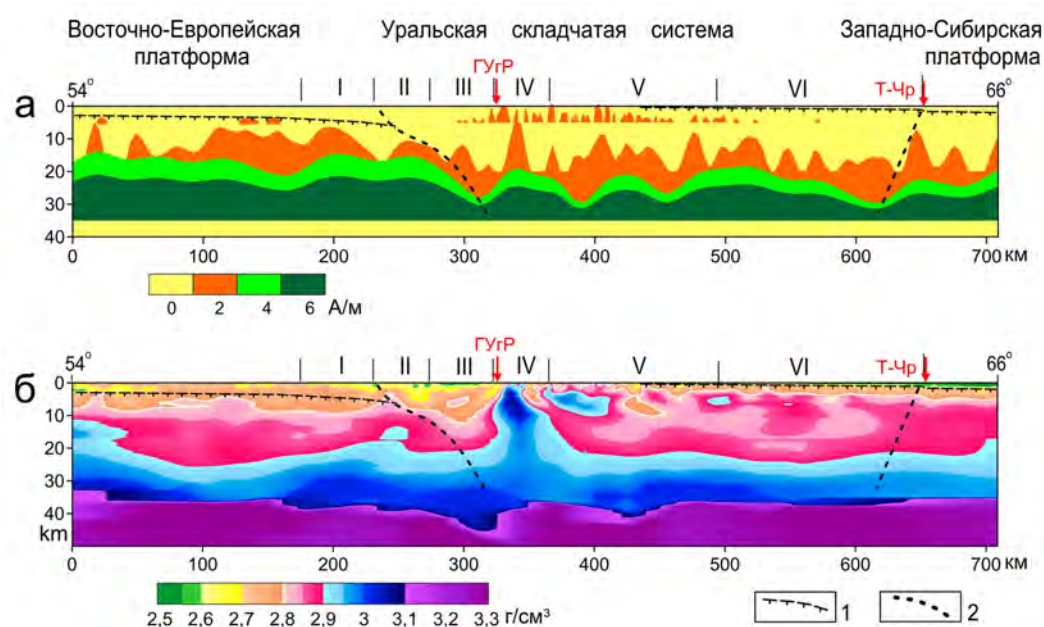


Рис. 5. Модели распределения намагниченности (а) и плотности (б) вдоль профиля АВ. Обозначения: 1 – подошва осадочного чехла; 2 – границы платформ. Мегазоны: I – Предуральский краевой прогиб; II – Западно-Уральская; III – Центрально-Уральская; IV – Тагильская; V – Восточно-Уральская; VI – Зауральская; ГУР – Главный Уральский разлом; Т-Чр – Тюменско-Чудиновский разлом.

В пределах Восточно-Европейской платформы в верхнем слое магнитные источники расположены на глубине 4–5 км, что хорошо соответствует положению кровли кристаллического фундамента. Верхние кромки базит-ультрабазитовых поясов широтного простирания, через которые проходит профиль, расположены на западе на глубине 5–6 км, затем погружаются в восточном направлении до 7–8 км в Предуральском краевом прогибе и до 12–14 км в Западной и Центрально-Уральской мегазонах. Профиль пересекает базит-ультрабазитовый пояс (ГУР) уральского меридионального простирания в районе пикетов 290–300 км (рис. 4 и 5а). Геометрия магнитных источников в гранитном слое, прогиб нижнего намагниченного слоя вблизи Главного Уральского разлома, а также контуры депрессии на плотностном разрезе позволили нам уверенно построить восточную границу кристаллической коры Восточно-Европейской платформы (рис. 5).

Глубинный восточный раздел между Уральской складчатой системой и Западно-Сибирской платформой мы провели по линии, соединяющей резкое увеличение мощности осадочного чехла (от 500 м до 1000 м) вблизи Тюменско-Чудиновского разлома с прогибом нижнего намагниченного слоя (рис. 5а). Граница имеет западное падение. Кроме впадины в кровле нижнего слоя можно отметить, что в восточном борту Зауральской мегазоны магнитные источники в гранитном слое залегают на большой глубине, более 15 км, а на Западно-Сибирской платформе глубина до верхних кромок линейных поясов намного меньше и составляет 7–10 км. По результатам гравитационного моделирования гранитный слой земной коры платформы имеет повышенную плотность в сравнении с уральскими структурами (рис. 5б).

Заключение

В результате проведенных исследований построены карты магнитных и гравитационных аномалий от источников, разделенных по слоям земной коры. Эти результаты дают возможность анализировать распределение источников, как по глубине, так и в разных тектонических зонах. На картах наглядно продемонстрировано различие в распределениях аномалий в западной и восточной частях Урала.

В пределах Западной и Центральной Уральских мегазон присутствует небольшое количество слабых магнитных и гравитационных аномалий (от источников в приповерхностном и гранитном слоях), а к востоку от Главного Уральского разлома в Тагильской и Восточно-Уральской мегазонах наблюдается обилие высокоинтенсивных как магнитных, так и гравитационных аномалий.

В региональном магнитном поле Урала происходит значительное понижение уровня аномалий. На этом фоне выделены линейные протяженные отрицательные аномалии субмеридионального простирания, которые, вероятно, маркируют границы различных террейнов в нижнем слое земной коры, образующих западную часть Палеоуральской складчатой системы. Крупные положительные магнитные аномалии расположены в основном в пределах Восточно-Европейской платформы и прослежены под западные уральские структуры вплоть до Главного Уральского разлома. А интенсивные положительные гравитационные аномалии от источников в нижней коре присутствуют только в Тагильской и Восточно-Уральской мегазонах.

Результаты послойного разделения магнитного поля использованы для построения поверхностей, разделяющих слои с разными физическими свойствами. Вместе с тем их также можно использовать для любых других способов моделирования, например, в классе ограниченных по простиранию источников.

Построенные в формате числового параллелепипеда объемные модели распределения плотности и намагниченности дают возможность извлекать любые массивы меньшей размерности для построения карт горизонтальных срезов или трассировки вертикальных сечений. Для центральной части изучаемой территории на построенных по этим моделям разрезах продемонстрированы отличия глубинного строения земной коры западной и восточной частей палеозойской Уральской складчатой системы. Геометрия магнитных источников, а также контуры депрессии на плотностном разрезе позволили уверенно построить западную границу между уралидами и Восточно-Европейской платформой.

Выделенная авторами линейная отрицательная аномалия меридионального простирания на западе от Тюменско-Чудиновского разлома и соответствующее ей погружение кровли нижнего слоя на магнитной модели, возможно, являются проявлением глубинного восточного раздела между складчатым Уралом и Западно-Сибирской платформой.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда (проект РНФ №20-17-00058).

Список литературы

- Геотраверс «ГРАНИТ» : Восточно-Европейская платформа Урал Западная Сибирь (Строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / под ред. С. Н. Кашубина. — Екатеринбург : Баженовская геофизическая экспедиция, 2002. — 312 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) О-41. — С-Петербург : ВСЕГЕИ, 2011.
- Дружинин В. С., Каретин Ю. С., Дьяконова А. Г. *и др.* Комплексные геофизические исследования литосферы Среднего Урала по Артинскому профилю // Отечественная геология. — 2003.
- Дружинин В. С., Каретин Ю. С., Рыбалка В. М. *и др.* Новые данные о глубинном строении Урала (по результатам исследований на Красноуральском профиле ГСЗ) // Доклады Академии наук СССР. — 1981. — Т. 258, № 1. — С. 173–176.
- Ладовский И. В., Мартышко П. С., Цидаев А. Г. *и др.* Плотностная модель литосферы Среднеуральского сегмента // Физика земли. — 2023. — № 2. — С. 62–77. — DOI: [10.31857/S0002333723020084](https://doi.org/10.31857/S0002333723020084).
- Мартышко П. С., Ладовский И. В., Гемайдинов Д. В. О выборе параметра регуляризации в задаче аналитического продолжения гравитационных полей (разделение аномалий от разноглубинных источников) // Геология и геофизика. — 2021. — Т. 64, № 1. — С. 112–122. — DOI: [10.15372/gig2021185](https://doi.org/10.15372/gig2021185).
- Мартышко П. С., Ладовский И. В., Федорова Н. В. *и др.* Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. — Екатеринбург : УрО РАН, 2016. — 94 с.
- Новоселицкий В. М. К теории определения изменения плотности в горизонтальном пласте по аномалиям силы тяжести // Известия АН СССР. Серия Физика Земли. — 1965. — № 5. — С. 25–32.
- Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья. Актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. — Уфа : ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 280 с.
- Рублев А. Л. О выборе параметра регуляризации при решении обратной задачи магнитометрии // Уральский геофизический вестник. — 2021. — 3(45). — С. 19–25. — DOI: [10.25698/UGV.2021.3.3.19](https://doi.org/10.25698/UGV.2021.3.3.19).
- Соболев И. Д. Тектоническая схема Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала М 1:2 500 000 // Геология СССР. Т. XII. Кн. 2. Ч. 1. — Москва : Недра, 1969.
- Тихонов А. Н., Самарский А. А. Уравнения математической физики. — Москва : Наука, 1966. — 724 с.
- Федорова Н. В. Модели намагниченности земной коры по геотраверсу Гранит // Уральский геофизический вестник. — 2001. — № 2. — С. 88–94.
- Чурсин А. В., Прутьян А. М., Федорова Н. В. Цифровая карта аномального магнитного поля Северного, Среднего и Южного Урала и прилегающих территорий Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ // Литосфера. — 2008. — № 6. — С. 63–72.
- Fedorova N. V., Rublev A. L. Numerical Modeling of the Sources of Magnetic Anomalies in the South Urals Earth's Crust // Russian Geology and Geophysics. — 2019. — Vol. 60, no. 11. — P. 1310–1318. — DOI: [10.15372/RGG2019106](https://doi.org/10.15372/RGG2019106).
- Martyshko P. S., Fedorova N. V., Akimova E. N., *et al.* Studying the structural features of the lithospheric magnetic and gravity fields with the use of parallel algorithms // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2014. — Vol. 50, no. 4. — P. 508–513. — DOI: [10.1134/S1069351314040090](https://doi.org/10.1134/S1069351314040090).
- Martyshko P. S., Fedorova N. V., Byzov D. D. Computer technology for separating lithospheric magnetic anomalies // Geoinformatics. — European Association of Geoscientists & Engineers, 2021a. — DOI: [10.3997/2214-4609.20215521087](https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215521087).
- Martyshko P. S., Fedorova N. V., Rublev A. L. Numerical algorithms for structural magnetometry inverse problem solving // Russian Journal of Earth Sciences. — 2021b. — Vol. 21, no. 3. — ES3002. — DOI: [10.2205/2021ES000766](https://doi.org/10.2205/2021ES000766).
- Martyshko P. S., Ladovskii I. V., Byzov D. D. Parallel Algorithms for Solving Inverse Gravimetry Problems: Application for Earth's Crust Density Models Creation // Mathematics. — 2021c. — Vol. 9, no. 22. — P. 2966. — DOI: [10.3390/math9222966](https://doi.org/10.3390/math9222966).
- Martyshko P. S., Ladovskii I. V., Byzov D. D., *et al.* On stable solution of 3D gravity inverse problem // AIP Conference Proceedings. — 2017. — DOI: [10.1063/1.4992204](https://doi.org/10.1063/1.4992204).
- Zingerle P., Pail R., Gruber T., *et al.* The combined global gravity field model XGM2019e // Journal of Geodesy. — 2020. — Vol. 94, no. 7. — DOI: [10.1007/s00190-020-01398-0](https://doi.org/10.1007/s00190-020-01398-0).

DEEP STRUCTURE OF THE MIDDLE URALS ACCORDING TO MAGNETIC AND GRAVITATIONAL DATA

D. D. Byzov¹, P. S. Martyshko^{1, **}, N. V. Fedorova¹, and A. L. Rublev¹

¹Bulashevich Institute of Geophysics, UB RAS, Ekaterinburg, Russia

**Correspondence to: Petr Martyshko, pmart3@mail.ru.

For the Middle Urals and adjacent territories of the East European and West Siberian platforms within geographic coordinates from 56° to 60° northern latitude and from 54° to 66° east longitude, the structural features of the anomalous magnetic and gravitational fields were studied and maps of separated anomalies were constructed for three layers of the Earth's crust. Using original parallel algorithms for solving forward and inverse problems of gravimetry and magnetometry, a density model of the lithosphere and sources of magnetic anomalies in the Earth's crust were constructed. The results of modeling the sources of magnetic anomalies in the Earth's crust are compared with the density model in order to study the differences in the deep structure of the western and eastern sectors of the Ural fold system, as well as the zones of junction of the Paleozoic Uralian orogen with the ancient East European and Epi-Gercinian West Siberian platforms.

Keywords: magnetic and gravitational anomalies, inverse problems of gravimetry and magnetometry, Earth's crust 3D models, Middle Urals.

Received: 14 May 2024

Accepted: 29 July 2024

Published: 5 August 2024



© 2024. The Authors.

Citation: Byzov, D. D., P. S. Martyshko, N. V. Fedorova, and A. L. Rublev (2024), Deep Structure of the Middle Urals According to Magnetic and Gravitational Data, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3006, <https://doi.org/10.2205/2024ES000924> EDN: DSSAOD

References

- Chursin A. V., Prutyay A. M., Fedorova N. V. Digital anomalous magnetic field map of the Northern, Middle, Southern Urals and adjacent territories of the East-European and West-Siberian platforms // *LITHOSPHERE* (Russia). — 2008. — No. 6. — P. 63–72.
- Druzhinin V. S., Karetin Y. S., Dyakonova A. G., *et al.* Complex geophysical studies of the lithosphere of the Middle Urals along the Artinsky profile // *Otechestvennaya Geologiya*. — 2003.
- Druzhinin V. S., Karetin Y. S., Rybalka V. M., *et al.* New data on the deep structure of the Urals (based on the results of research on the Krasnouralsk DSS profile) // *Doklady of the USSR Academy of Sciences*. — 1981. — Vol. 258, no. 1. — P. 173–176.
- Fedorova N. V. Models of the Earth's crust magnetization along the geotraverse Granite // *Ural Geophysical Bulletin*. — 2001. — No. 2. — P. 88–94.
- Fedorova N. V., Rublev A. L. Numerical Modeling of the Sources of Magnetic Anomalies in the South Urals Earth's Crust // *Russian Geology and Geophysics*. — 2019. — Vol. 60, no. 11. — P. 1310–1318. — DOI: [10.15372/RGG2019106](https://doi.org/10.15372/RGG2019106).
- Geotraverse «GRANIT»: East European Platform Ural Western Siberia (Structure of the Earth's crust based on the results of complex geological and geophysical studies) / ed. by S. N. Kashubin. — Ekaterinburg : Bazhenov Geophysical Expedition, 2002. — P. 312.
- Ladovskii I. V., Martyshko P. S., Tsidaev A. G., *et al.* Lithosphere Density Model of the Middle Urals Segment // *Fizika Zemli*. — 2023. — No. 2. — P. 62–77. — DOI: [10.31857/S0002333723020084](https://doi.org/10.31857/S0002333723020084).
- Martyshko P. S., Fedorova N. V., Akimova E. N., *et al.* Studying the structural features of the lithospheric magnetic and gravity fields with the use of parallel algorithms // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2014. — Vol. 50, no. 4. — P. 508–513. — DOI: [10.1134/S1069351314040090](https://doi.org/10.1134/S1069351314040090).

- Martyshko P. S., Fedorova N. V., Byzov D. D. Computer technology for separating lithospheric magnetic anomalies // Geoinformatics. — European Association of Geoscientists & Engineers, 2021a. — DOI: [10.3997/2214-4609.20215521087](https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215521087).
- Martyshko P. S., Fedorova N. V., Rublev A. L. Numerical algorithms for structural magnetometry inverse problem solving // Russian Journal of Earth Sciences. — 2021b. — Vol. 21, no. 3. — ES3002. — DOI: [10.2205/2021ES000766](https://doi.org/10.2205/2021ES000766).
- Martyshko P. S., Ladovskii I. V., Byzov D. D. Parallel Algorithms for Solving Inverse Gravimetry Problems: Application for Earth's Crust Density Models Creation // Mathematics. — 2021c. — Vol. 9, no. 22. — P. 2966. — DOI: [10.3390/math9222966](https://doi.org/10.3390/math9222966).
- Martyshko P. S., Ladovskii I. V., Byzov D. D., *et al.* On stable solution of 3D gravity inverse problem // AIP Conference Proceedings. — 2017. — DOI: [10.1063/1.4992204](https://doi.org/10.1063/1.4992204).
- Martyshko P. S., Ladovsky I. V., Fedorova N. V., *et al.* Theory and methods of complex interpretation of geophysical data. — Ekaterinburg : IGF UB RAS, 2016. — P. 94.
- Martyshko P. S., Ladovsky I. V., Gemaydinov D. V. Choosing a regularization parameter in the problem of analytical continuation of gravitational fields (separation of anomalies generated by shallow and deep sources) // GEOLOGIYA I GEOFIZIKA. — 2021d. — Vol. 64, no. 1. — P. 112–122. — DOI: [10.15372/gig2021185](https://doi.org/10.15372/gig2021185).
- Novoselitsky V. M. On the theory of determining changes of density in a horizontal layer by gravity anomalies // Izvestia of the USSR Academy of Sciences. Series Physics of the Earth. — 1965. — No. 5. — P. 25–32.
- Puchkov V. N. Geology of the Urals and the Urals. Current issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny. — Ufa : DesignPoligraphService, 2010. — P. 280.
- Rublev A. L. On the choice of the regularization parameter when solving the inverse magnetometry problem // Ural Geophysical Bulletin. — 2021. — 3(45). — P. 19–25. — DOI: [10.25698/UGV.2021.3.3.19](https://doi.org/10.25698/UGV.2021.3.3.19).
- Sobolev I. D. Tectonic scheme of the Northern, Middle and north-eastern parts of the Southern Urals M 1:2500000. Geology of the USSR. Vol. XII. Part 1. Book 2. — Moscow : Nedra, 1969. — P. 304.
- State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1000000 (third generation) O-41. — St. Petersburg : VSEGEI, 2011.
- Tikhonov A. N., Samarsky A. A. Equations of mathematical physics. — Moscow : Nauka, 1966. — P. 724.
- Zingerle P., Pail R., Gruber T., *et al.* The combined global gravity field model XGM2019e // Journal of Geodesy. — 2020. — Vol. 94, no. 7. — DOI: [10.1007/s00190-020-01398-0](https://doi.org/10.1007/s00190-020-01398-0).

INTEGRATED ANALYSIS BY GEOPHYSICAL AND SPATIAL DATA TO IDENTIFY THE FORMATION OF KEPUHLEGUNDI HOT SPRING ON BAWEAN ISLAND

M. E. D. Rafi¹, M. H. M Fajar^{1,*}, F. Ulumuddin¹, and M. S. Purwanto¹

¹Department of Geophysical Engineering, Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Surabaya, Indonesia

* **Correspondence to:** M. Haris Miftakhul Fajar, mharismf@geofisika.its.ac.id.

Abstract: Bawean Island is a result of volcanic activity in the back-arc volcanism zone located on the north side of Java Island. Bawean Island was formed due to the geological structure being controlled by the Paleogene-Neogene tectonic line in the Meratus Pattern. The mantle tearing resulted in the formation of the Bawean Arc. The Kepuhlegundi Hot Spring is a component of the volcanism product on Bawean Island. To analyze the formation of hot springs in more detail, we conducted magnetic method measurements and integrated the data with gravity satellite and Fault Fracture Density (FFD) methods. The three methods were used to determine the continuity of the mapped geological structures surrounding the hot springs. The FFD method can be used to map the weak zone of the hot spring, which is caused by the lineament surrounding it. The magnetic and gravity methods reveal anomalous contrasts that extend towards the hot springs in the direction of the structure. The magnetic and gravity methods reveal anomalous contrasts that extend towards the hot springs in the direction of the structure. Based on regional anomaly analysis, spectrum analysis indicates that the structure is located at a shallow depth of 15 to 80 meters. The drawing in each method shows a dominant orientation in the Northeast-Southwest direction, which corresponds to the orientation of the Meratus Structure Pattern. Kepuhlegundi Hot Spring is formed due to the control of geological structures, allowing hot fluids to flow through fractures as an aquifer.

Keywords: bawean, hot spring, geological structure, fault fracture density, magnetic, gravity, aquifer.

Citation: Rafi, M. E. D., M. H. M Fajar, F. Ulumuddin, and M. S. Purwanto (2024), Integrated Analysis by Geophysical and Spatial Data to Identify the Formation of Kepuhlegundi Hot Spring on Bawean Island, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3007, EDN: JIQGXN, <https://doi.org/10.2205/2024es000913>

1. Introduction

Bawean Island is located on the north of Java Island, Indonesia, which was formed due to volcanic activity. The island is in a region of Quaternary back-arc volcanism [Usman *et al.*, 2010]. Tectonic processes initiated volcanic activity in this area during the Pre-Paleogene period, forming graben structures in the basement. Magma rises to the surface through fractures in the structures formed [Hendratno and Khoir, 2019]. The volcanic rocks of Bawean Island have characteristics indicating that they originate from two distinct magmas: one resulting from the subduction of the Indo-Australian Ocean Plate at the Eurasian Plate boundary, and the other from magma in the mantle. This suggests that Bawean Island is a Back Arc Volcanism zone with a subduction depth of up to 600 km [Setijadji *et al.*, 2006].

Kepuhlegundi Hot Spring is one of the many hot springs scattered across some islands as a manifestation of volcanic activity. When a heat source such as intrusion or magma heats an aquifer in the subsurface, hot springs can form [Rosli *et al.*, 2022]. Geological structures, such as faults or fractures, can control the occurrence of hot springs by causing hot fluids to flow in weak zones until they reach the surface [Bense *et al.*, 2013]. Through the geological conditions of the hot springs, research was conducted on subsurface conditions to understand comprehensively and deeply the control of geological structures in their formation, which has not been studied before. This research is expected to be

RESEARCH ARTICLE

Received: 18 March 2024

Accepted: 21 May 2024

Published: 15 August 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/>).

the preliminary stage in the process of potential geothermal development, especially the potential that can be explored and validated by the geological conditions that have been mapped previously based on geophysical and spatial analysis.

Spatial data analysis can be used to mapping the weak zone through Fault Fracture Density (FFD), which is typically formed by structural presence, it is important to note that FFD is a form of remote sensing [Danakusumah and Suryantini, 2020]. Geophysical measurements were conducted through ground magnetic surveys in the vicinity of the hot spring area, oriented towards the regional structure of Bawean Island. The magnetic method is expected to effectively reveal subsurface conditions, particularly the geological structures that control geothermal systems. Volcanic rocks predominantly make up the research area and are expected to show a strong magnetic response [Alvarez and Yutis, 2015]. The magnetic method and the gravity method were also combined to make it easier to figure out what structures are below the ground, get more accurate results, and get a better picture of how hot springs work. This is because both methods are effective in determining the geometry of subsurface structures [Araffa et al., 2018; Sismanto et al., 2018]. Using the methods can be a preliminary stage in understanding the potential of geothermal, especially in utilizing open source data and field data that is regional in nature, so that it can be a reference in detailing the next research.

2. Geological Setting

The Bawean island is located on the Muria-Bawean volcanic back-arc line, which is a type of back-arc volcanism. The Bawean Arc is a plateau formed by the Muria-Bawean Back Arc Volcanic Line, which bisects the North Basin of East Java [van Bemmelen, 1949]. The Bawean Arc Volcanic Line follows the same direction as the Paleogene-Neogene tectonic line in the Meratus Pattern, which extends from the north of Mount Muria to the Meratus Mountains in South Kalimantan. Both lines run in a northeast-southwest (NE-SW) direction [Hamilton, 1974; Pulonggono and Martodjojo, 1994]. Tectonic processes trigger the tearing of the mantle layer during the formation of graben structures in pre-Paleogene bedrock. This process causes magma to rise to the surface and form the Bawean Arc [Hendratno and Khoir, 2019]. The formation of graben is initiated by the Paleogene Extensional Rifting period, a tectonic event that results in basin formation with hydrocarbon potential. This is followed by the Neogene Compression Wrenching period, which is characterized by pressure that causes magma to rise and form Bawean Island. [Hutubessy, 2003; Sidarto and Sanyoto, 1999]. Geothermal systems can form in the back-arc basin area due to rollback and pull-apart subduction mechanisms, which trigger the formation of geological structures in the subsurface. This creates a fracture system that serves as a pathway for hot fluids [Siringoringo et al., 2024]. The formation of hot springs in non-volcanic areas, such as Kepuhlegundi Hot Spring, can occur due to the release of water and fluids from slab sediments and rocks to the mantle boundary because of magmatic fluids originating in the subducting ocean plate [Hosono and Yamanaka, 2021].

Based on the structural pattern of the Java Sea (Figure 1), Bawean Island follows the Meratus Pattern, with a structural orientation that tends towards the northeast-southwest direction. Tectonic processes have shaped the complex structure that formed Mount Bawean [Puswanto et al., 2022]. These processes include extensional rifting during the Paleogene period, compressional wrenching during the Neogene period, and compressional thrust-folding during the Plio-Pleistocene period [Suprijadi, 1992; Usman, 2012]. The geological structure on Bawean Island tends to be a sinistral fault with a northeast – southwest orientation, following the Meratus Pattern structure [Arifin and Lugra, 2016].

Regional structure controls the formation of Bawean Island, resulting in a local surface structure with a consistent direction. Geological structure plays a significant role in the formation of hot springs. Geological structures, such as faults, can cause secondary structures to form around the fault line [Choi et al., 2016]. Secondary structures, such as fractures, can form a damage zone that increases the rock's permeability. This allows hot fluids to flow through the gaps in the fracture zone [Keegan-Treloar et al., 2022].

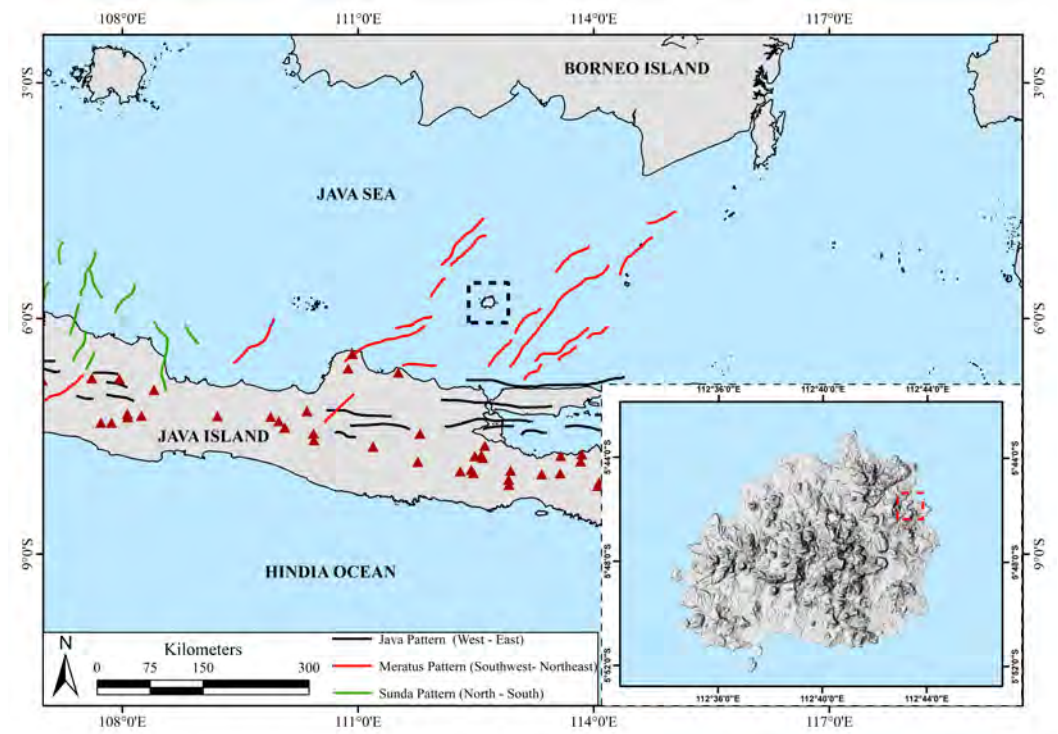


Figure 1. The map displays the structure pattern of Java Island with the Meratus Pattern (red line) passing through Bawean Island (dashed line), modified from [Pulonggono and Martodjojo, 1994].

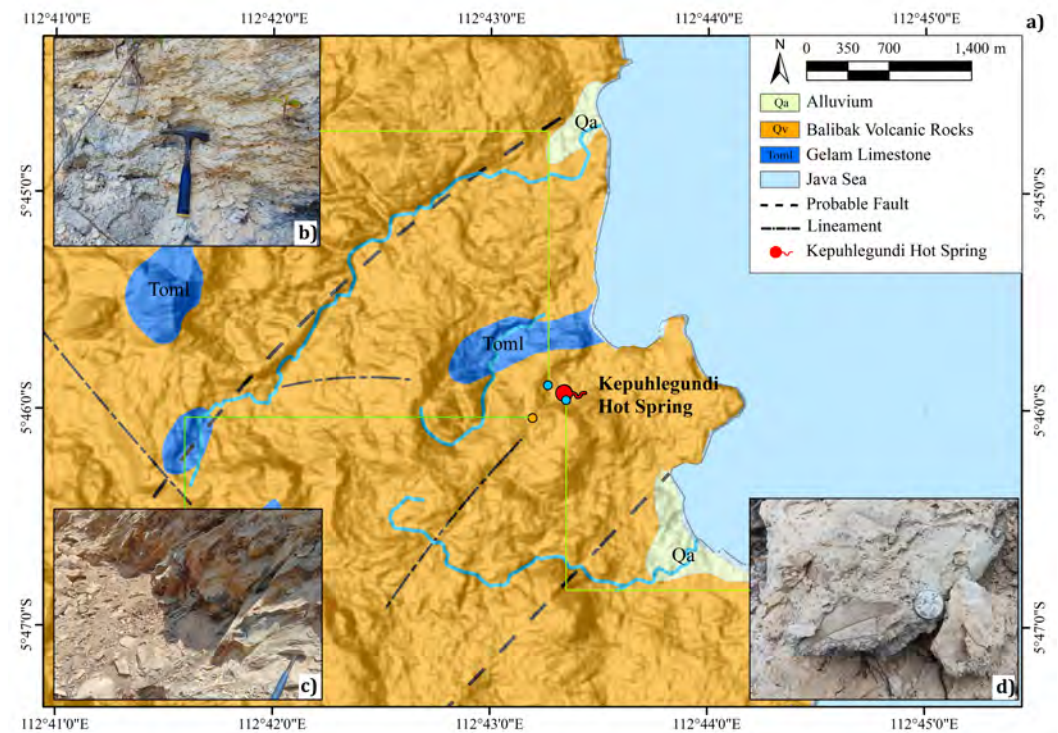


Figure 2. a) Geological map showing lithologies, lineament, and faults in the area, modified from [Aziz et al., 1993] b) Outcrops of travertine deposits from hot springs c) Volcanic rock outcrops in the form of lava with the type of andesite – basaltic d) Fossilized leaf molds in travertine deposits around hot springs.

The geological map of the Bawean sheet (scale 1 : 100,000) shows that marine sedimentary rocks, volcanic rocks, and alluvial deposits make up the research area (Figure 2a).

These rocks are estimated to be from the Holocene to late Oligocene periods [Aziz *et al.*, 1993]. The Gelam Limestone Formation (Toml) consists of reef limestone, clastic limestone, and crystalline limestone. These rocks are marine sedimentary products that formed during the late Oligocene age. The Balibak Volcanic Rocks (Qv) consist of alternating layers of lava, volcanic breccia, and tuff, overlying the Quaternary age (Figure 2b). The volcanic rocks on Bawean Island have a more basaltic nature compared to the volcanic rocks found in Quaternary volcanoes on Java Island. This is caused by the process of mixing two different magmas (self-mixing) between the Indian-Australian subduction plate and the magma. [Hafizh, 2022]. Travertine deposits (Figure 2c) form around the hot springs as carbonate hydrothermal sediments precipitate from solutions in the soil and water table [Luo *et al.*, 2021; Shiraishi *et al.*, 2020]. The results of travertine deposits from hot springs have a wide distribution and the field also found the presence of fossil leaf molds in these deposits (Figure 2d), which can indicate that they have a young rock age period. In groundwater systems in volcanic areas, lapilli tuff rocks have a high hydraulic conductivity value and can become aquifers or permeable layers, whereas lava rocks become impermeable layers [Fajar *et al.*, 2021].

3. Data and Methods

This research will integrate three methods, namely Fault Fracture Density (FFD), Ground Magnetic Method, and Gravity Satellite Method, to analyze the structure alleged to be the formation of Kepuhlegundi hot spring. The FFD method analyzes the density of a lineament based on the topographic shape of the research area. The topographic data utilizes DEMNAS (National Digital Elevation Model) data with an 8-meter resolution. This is a combination of several data sources, including IFSAR (5m resolution), TERRASAR-X (5m resampling resolution from the original resolution of 5–10 m), and ALOS PALSAR (11.25 m resolution) [Badan Informasi Geospasial, 2018]. The process of creating a lineament drawing involves converting elevation data from a DEM into a multidirectional hillshade. This allows for a clear visualization of the line's shape from eight different directions (0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 235°, 270°, 315°). The calculation process of lineament density is based on the number and length of lineament in each grid area then the value on each grid will be contoured with the results in the form of a FFD map [Nahli *et al.*, 2016]. In this method, a cell size of 1×1 km is chosen because this size is quite effective in calculating the correlation between fracture density and geothermal features, in this case is hot springs [Soengkono, 1999]. The effect of selecting this cell size will have an impact on the level of exaggeration and smoothness of the density distribution calculated [Haeruddin *et al.*, 2016]. In this study, we used a grid size of 0.25×0.25 km and a pixel size of 0.25×0.25 to get a smoother distribution of values. The azimuth magnitude of each lineament was plotted on a rose diagram to identify trends in azimuth orientation in the Kepuhlegundi Hot Spring area [Nabhan *et al.*, 2024].

The Geotron Model G5 Proton Memory Magnetometer was used to measure ground magnetic data. Hills and community plantations dominate the measurement area, with hot springs located in the middle of the 90-hectare plot. The lot shape is determined by the orientation of the dominant structures in the study area. The measurement method employs the Base-Rover system with 50 to 70 meters between measurement points, resulting in 110 stations. During the measurement process, we perform data quality control by taking 5 to 7 iterations of data at the same location. Processing the magnetic data involves applying diurnal correction and IGRF (International Geomagnetic Reference Field) correction to obtain the Total Magnetic Intensity (TMI) value. The Reduce to Equator (RTE) filter process is used to transform the dipole anomaly into a monopole, ensuring that the anomaly is in its true position. [Baranov, 1957]. To separate residual and regional anomalies, a spectrum analysis stage is performed to determine the depth of each anomaly using an upward continuation filter.

The gravity method uses secondary data obtained via satellite, specifically GGM (Global Gravity Model) Plus. This model is the outcome of collaborative research between

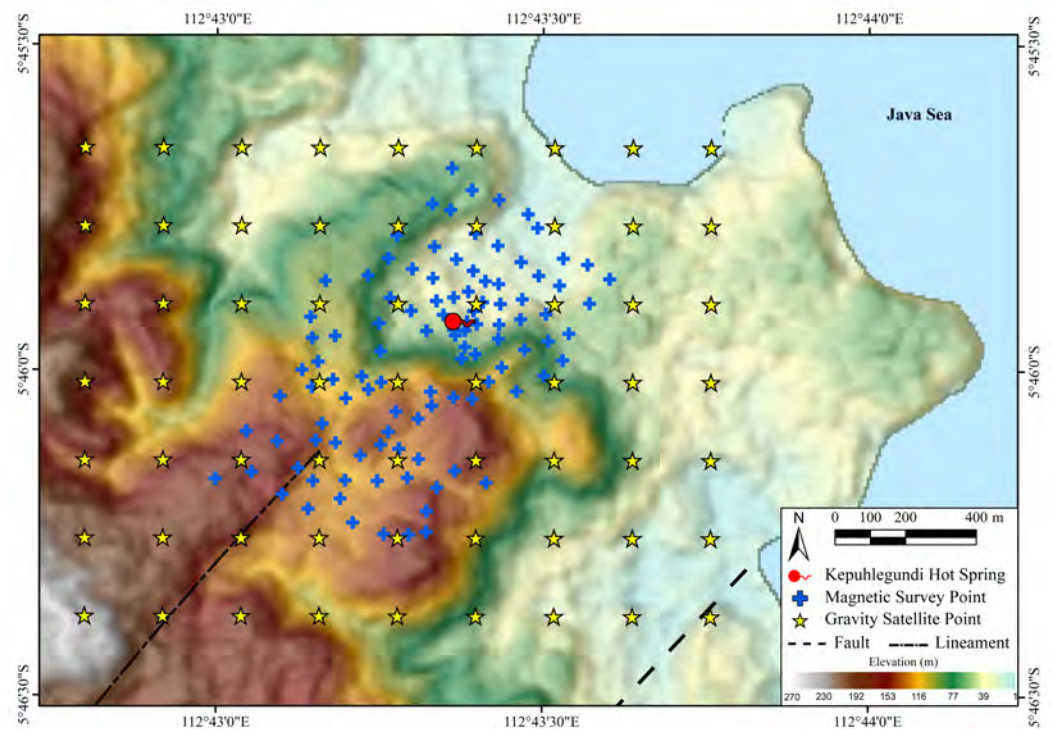


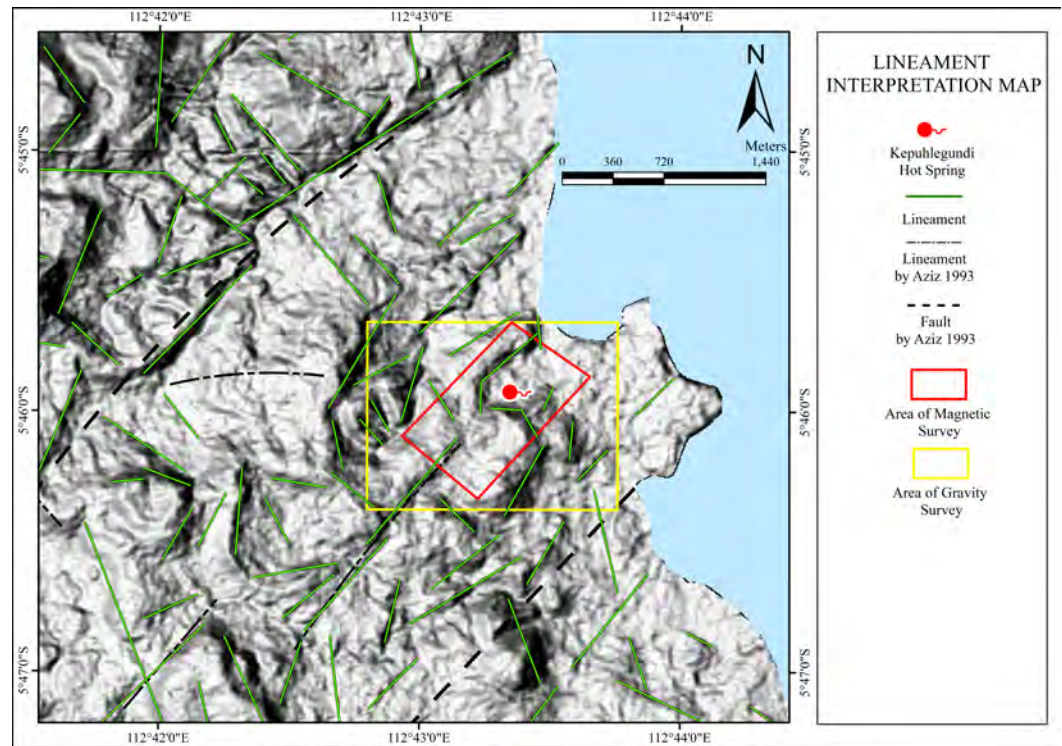
Figure 3. Topographic map of Kepuhlegundi Hot Spring along the positions of magnetic survey points (blue colored plus) and gravity satellite points (yellow-colored stars).

Curtin University and the Technical University of Munich. GGMplus is a composite of GRACE and GOCE satellite gravity, EGM2008 and short-wavelength topographic gravity effects at about 200 m resolution for all terrestrial and near-coastal areas of the Earth between $\pm 60^\circ$ latitude [Hirt, Ch. et al., 2013]. 63 gravity data points are distributed across all lots in the magnetic method. The data obtained from GGMplus is in the form of gravity disturbance data, which is equivalent to a free air anomaly. Therefore, it is necessary to make corrections using the SRTM2gravity field correction model to obtain the Complete Bouguer Anomaly (CBA) [Pohan et al., 2023]. Data processing in the CBA separates residual and regional anomalies using the upward continuation method, which undergoes the same spectrum analysis stage as the magnetic method.

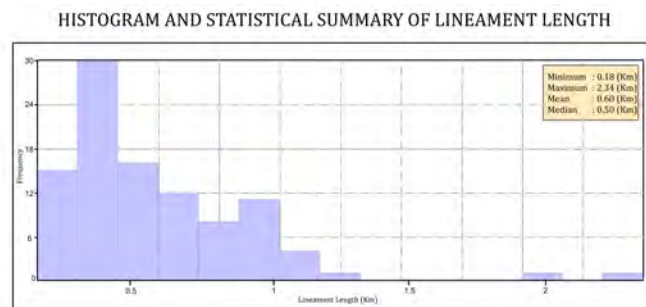
4. Results and Discussion

4.1. FFD Analysis

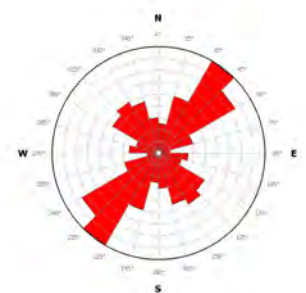
Fault Fracture Density (FFD) analysis is a way to look at the area and figure out where the weak spots are. It does this by counting how many dense lineaments there are in the area, which is caused by the geological structures in that area [Nayoan et al., 2023]. Based on the lineament interpretation (Figure 4a), the distribution of lineament structures around the hot springs and around the geological structures that have been previously identified. A total of 99 lineaments were interpreted with a length range of 0.18–2.34 km, and the average length was 0.60 km (Figure 4b). Based on the rose diagram (Figure 4c), the orientation of the interpreted lineaments tends to be parallel to the identified geological structures, dominated by the 30–45 NE direction. Lineaments with directions that tend to be the same as the regional geological structure can confirm that the research area is controlled by sinistral faults. The tendency of the same direction or parallel to the main structure is generally characterized by the strike-slip fault process that occurs in the area [Blenkinsop, 2008]. Therefore, it can be validated that the research area is controlled by sinistral fault and is in accordance with the mapped Meratus pattern structure.



(a)



(b)



(c)

Figure 4. a) Lineament interpretation map of the study area with 8 directions of shading/multidirectional hillshade; b) Histogram and statistical summary of lineament length; c) Lineament orientation in study area by rose diagram.

The result of FFD analysis shows the distribution of the density value of the lineament, which has been interpreted in the form of a map (Figure 5), with the range of value in the research area known as 0–4.45 km/km². The area around the hot springs is in an area with a high FFD value, which is around 2.88–3.93 km/km². The increase in value is consistent with the geological structures discovered near the springs. This is because the destruction process weakens the area around the geological structure, creating a weak zone, whereas coastal areas and alluvial plains have undergone a sedimentation process that can cover traces of the destruction process [Manyoe and Hutagalung, 2022]. High densities are dominant in the vicinity of geological structures such as faults, while small densities tend to occur in coastal areas or alluvial plains. With high FFD, the zone can become highly permeable, making it easier for fluids to flow through the cracks [Arrofi et al., 2022].

4.2. Magnetic Method

The total magnetic intensity (TMI) map is generated by applying the Krigging interpolation method to each magnetic measurement point in the field. The Reduce to Equator

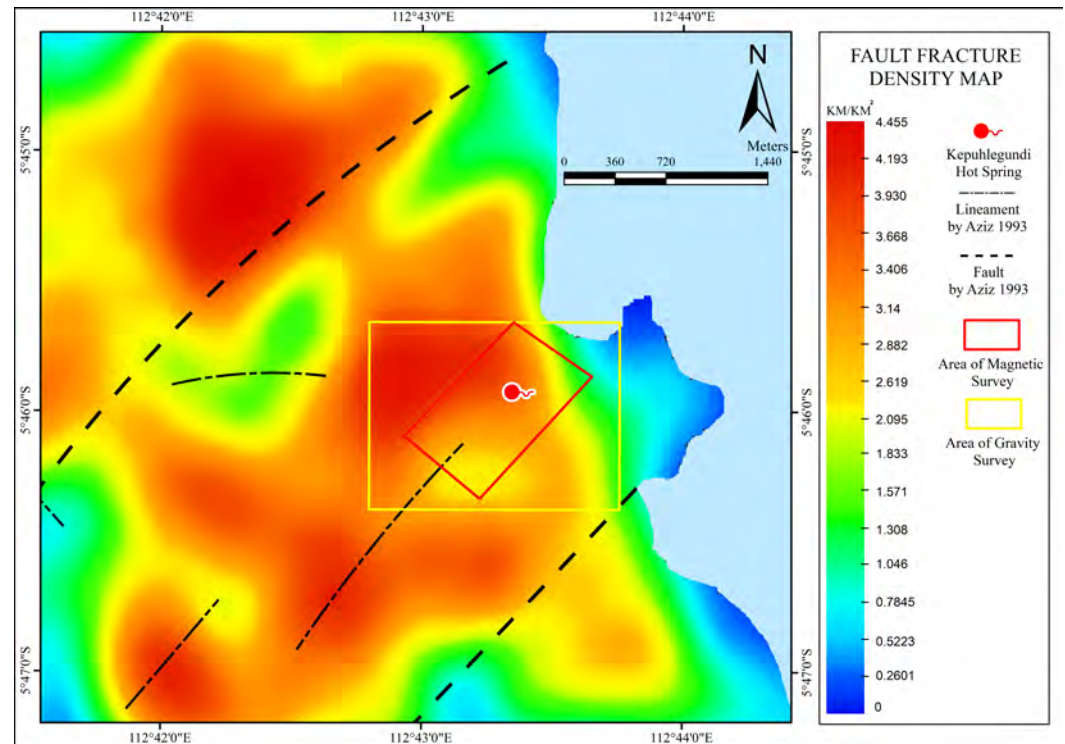


Figure 5. Fault Fracture Density (FFD) map of the Kepuhlegundi hot spring area with geological structures based on the Bawean geological map.

(RTE) process is then used to get rid of the dipole effect in the study area. This makes sure that the anomaly is in the right place (Figure 6). Anomalies on the TMI map reflect changes on the RTE map, indicating the withdrawal of anomalies that tend to shift in the north-south direction. This may be because of the magnetic field inclination in the research area [Araffa et al., 2018]. The magnetic anomaly distribution expresses the level of susceptibility or the ability to be magnetized in units of nT (nano Tesla).

According to the RTE map, the magnetic anomaly values in the study area range from -1044 to 126 nT. The distribution of anomalous values in the research area is quite varied. This may indicate that the area is geologically complex and influenced by geological structures. Compared to literature on geothermal studies of hot springs, the magnetic anomaly in this study area typically exhibits lower magnitudes. This may be due to the fact that the research area is situated in a region with rock formations resulting from volcanic eruptions, with bedrock taking the form of limestone.

The Radial Average Spectrum technique can determine the condition of regional and residual anomalies at different depths. The Fast Fourier Transform (FFT) process calculates this technique [Basantaray and Mandal, 2022]. Applying the Fast Fourier Transform (FFT) converts magnetic field data from the spatial domain to the frequency domain. This allows for the separation of regional and residual anomalies based on the breakdown of slope data. Figure 7 shows the spectrum analysis results in the form of a regional linear line (orange line) with an anomaly depth of 78 meters and a residual linear line (blue line) with an anomaly depth of 14 meters.

The magnetic anomaly in the research area was determined using the upward continuation filter process. This process involves lifting the data to a certain height to eliminate interference effects. According lifting height is twice the depth of the anomaly, as determined from the spectrum analysis [Arellano et al., 2021]. Figure 8a shows the research area's regional anomaly following the upward continuation process up to 156 meters. The anomaly exhibits a regional and uncomplicated distribution, with values ranging from -470 to -341 nT. The hot springs are situated in an area with a medium anomaly between the high and low regional anomalies. However, there are no significant regional

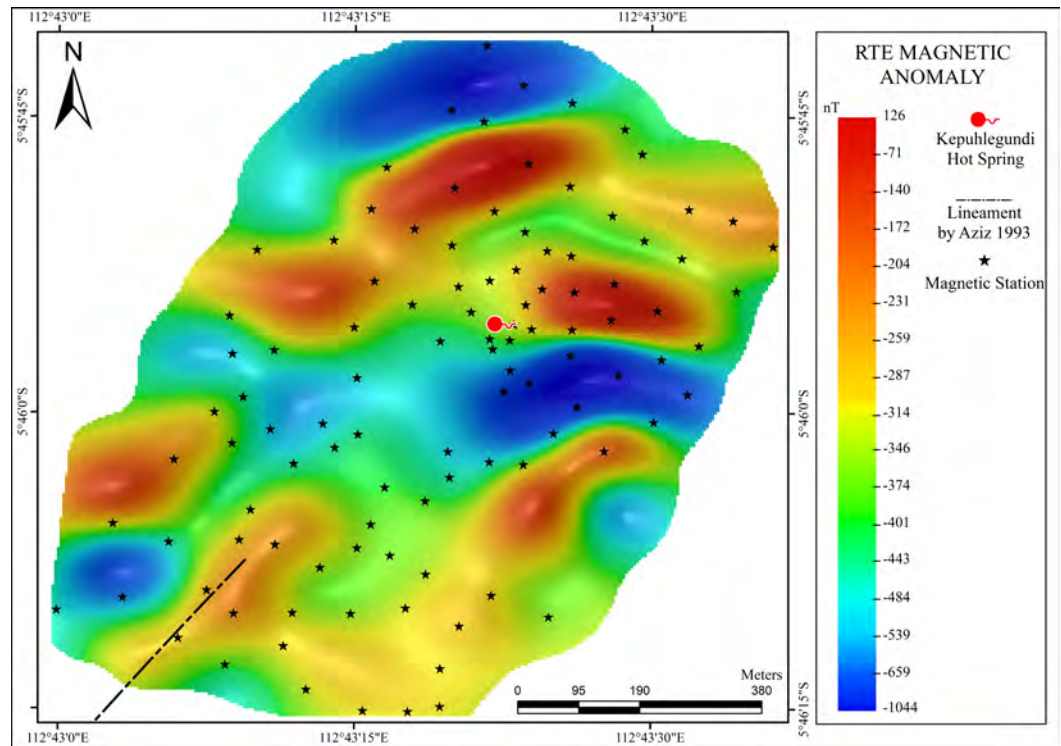


Figure 6. Magnetic anomaly map after Reduce to Equator (RTE) filter in the Kepuhlegundi Hot Spring area with lineament by Bawean geological map.

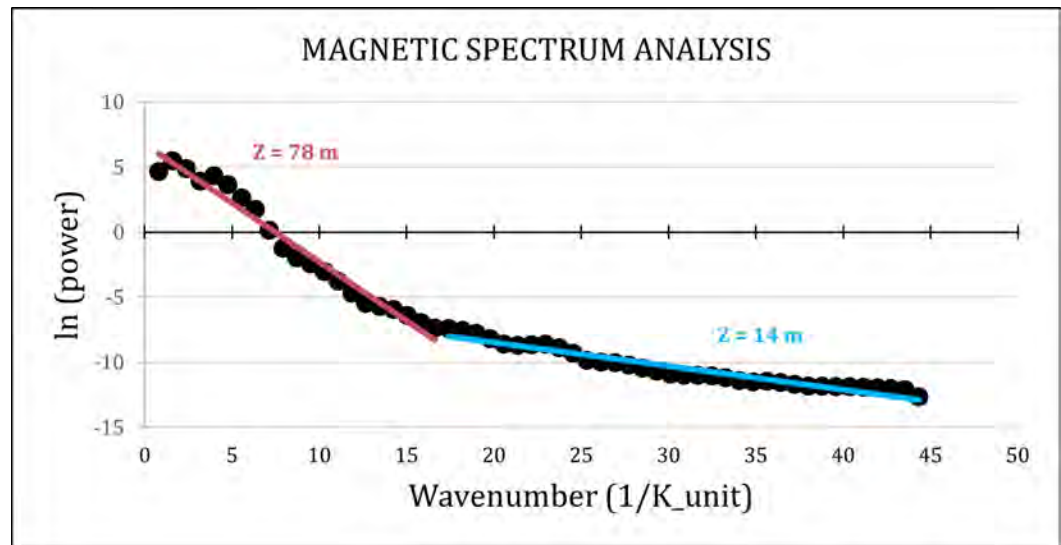
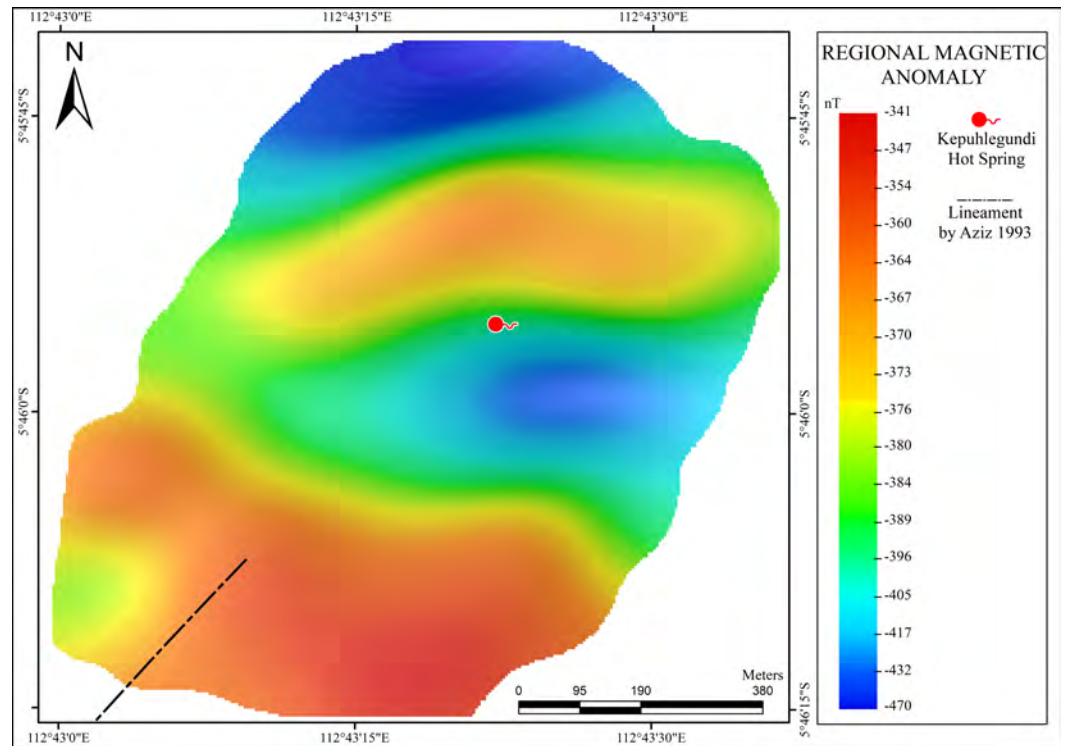
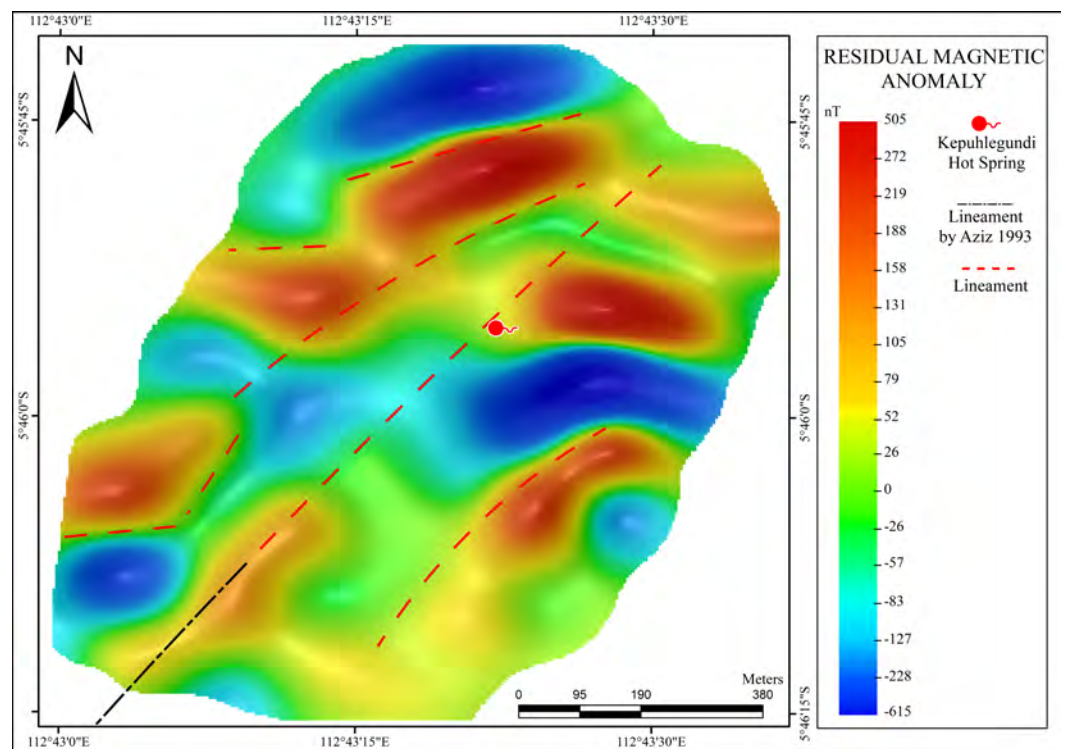


Figure 7. Spectral Analysis from magnetic processing for separation and depth identify of regional and residual anomaly.

anomalies on the structural lineament of the geological map. This suggests that the structures and hot springs did not form at a significant depth. At a depth of 78 meters, the low magnetic anomaly value indicates that the area being researched is already part of the bedrock of Bawean Island, specifically the gelam limestone. This suggests a strong correlation between the research area and the island's bedrock. Magnetic residual anomalies are geological anomalies at shallow depths that result from the removal of regional effects on the RTE map or the difference between the RTE map and the regional anomaly (Residual Anomaly = RTE Anomaly – Regional Anomaly) [Chouhan et al., 2022].



(a)



(b)

Figure 8. a) Regional anomaly magnetic map; b) Residual anomaly magnetic map of the Kephlegundi hot spring area with geological structures and lineament indicated by magnetic measurements (red dashed line) and lineament from Bawean geological map (black dashed line).

Figure 8b shows a distribution of residual anomalies that is highly variable with anomalous values ranging from -615 to 505 nT. High magnetic anomalies indicate that the subsurface rock response in the research area has a high content of magnetic minerals

such as Fe. Igneous rocks with a high Fe composition, such as lava, basaltic, or andesitic, typically exhibit a high magnetic response. Upon examining the previously mapped geology distribution, we find that the research area falls within the volcanic rock region. Therefore, we can interpret the high anomaly (from 200 to 505 nT in the hot water area as indicating volcanic rocks, such as lava. Then, in areas with low anomalies (from -80 to -615 nT), it can be indicated by sedimentary rocks, with the case in this study being limestone or deposits formed from the hot springs themselves, namely travertine deposits with a magnetic mineral composition that tends to be low. In addition, anomalies that tend to be moderate (from -26 to 100 nT) can be interpreted as the result of volcanic rocks in the form of tuff deposits. At the hot spring point, a demagnetization phenomenon occurs which makes the magnetic anomaly tend to be low in the vicinity due to the hot temperature. The geologic structure is interpreted by the boundary between the low and high magnetic anomalies, marked by the dashed red line in Figure 7b. The geologic map's lineament (black dashed line) outlines the region of anomalous contrast that exhibits a northeast-southwest trend. A significant change in anomaly value, assuming a sudden difference in rock type that characterizes the existence of a geological structure, leads to the interpretation of the boundary as a structure. The structure's is also indicated by the presence of anomalies that have the same value and are separated by what is believed to be the structure's alignment. The hot spring is indicated to have formed due to the structure continuity passing through the hot spring point.

4.3. Gravity Method

The satellite gravity method makes a map of where the Complete Bouguer Anomaly (CBA) is found. The map is measured in milligals (mGal), which are related to how dense a rock is [Hinze et al., 2013]. Figure 8 illustrates that the anomalies' distribution varies within a range of -470 to -341 mGal. This similarity with the magnetic anomalies' results is due to the complex geological conditions and structures in the research area. When observing the values (Figure 9), it can be noted that hot springs are typically found in areas with moderate anomalies, even between areas with low or high anomaly contrasts. Based on the geological map, the lineament is a moderate anomaly. The rock's density affects the gravity anomaly's value. A high anomaly indicates a higher density closer to the surface, whereas a smaller anomaly indicates a lower density farther from the surface [Amir et al., 2021].

The distribution map of CBA is still affected by regional anomalies in the research area. Therefore, it should be separated into regional and residual anomalies, like the magnetic method, using the Radial Average Spectrum. The spectrum analysis results (Figure 10) indicate that the regional gravity anomaly in the research area is located at a depth of 139 meters, while the residual anomaly is at a depth of 86 meters.

The regional gravity anomaly is obtained by upward continuation, similar to the magnetic method. Spectrum analysis determines the depth. The regional gravity anomaly (Figure 11a) shows a regional and similar distribution of anomalies, with anomalies ranging from 26.47 to 30.23 mGal. Anomalies with high values are interpreted as bedrock in the research area, specifically gelam limestone with high density. The lack of anomalous hot springs and geological structures in the study area suggests that such features did not form at this depth.

The residual anomaly is determined using the same method as for the magnetic anomaly by separating the CBA from the regional anomaly. The results of the residual anomaly (Figure 11b) show a varied distribution of anomalies, with anomalous values ranging from -2.78 to 3.11 mGal. Removing the influence of regional anomalies has resulted in a shallow anomaly, making the anomaly value relatively small compared to the CBA. The variation of the gravity anomaly will follow the distribution of rock types in the research area by looking at the different density values of each rock. In this study area, high anomalous values (from 0.79 to 3.11 mGal) are interpreted as rocks with a high density, as in the geologic conditions which tend to be volcanic rocks with the possibility of lava or breccia igneous rocks. Near the hot springs, previously magnetic was interpreted as sedimentary rock in the form of travertine deposits from the hot springs themselves, this is

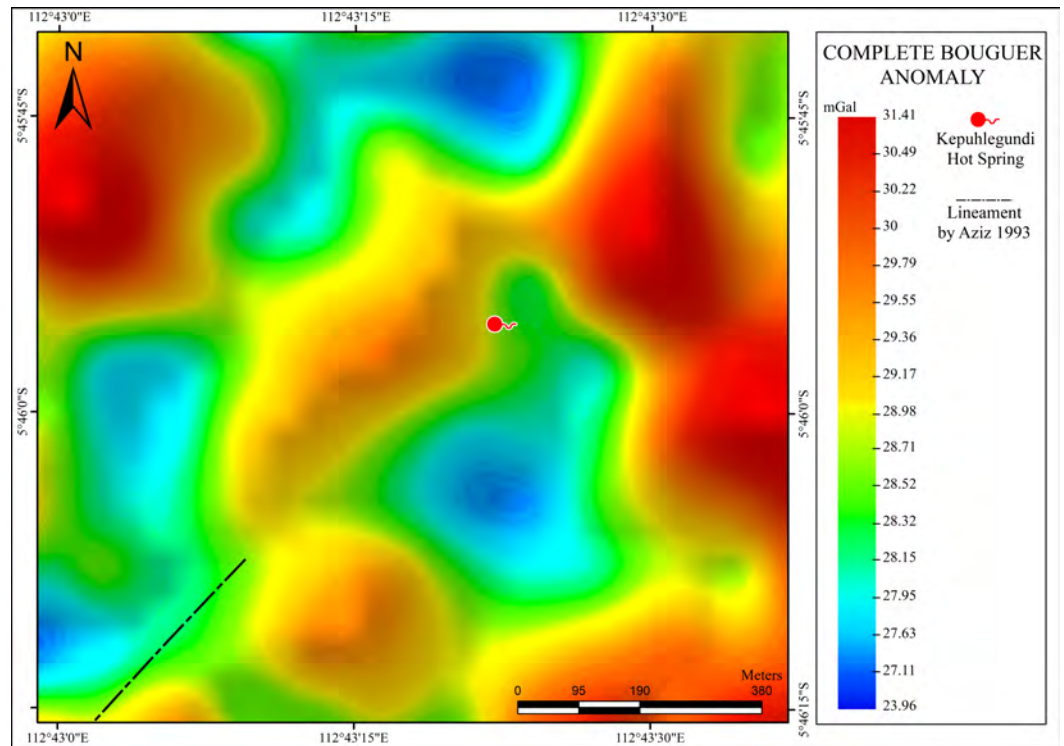


Figure 9. Complete Bouguer Anomaly (CBA) map of the Kepuhlegundi hot spring with lineament by Baweang geological map.

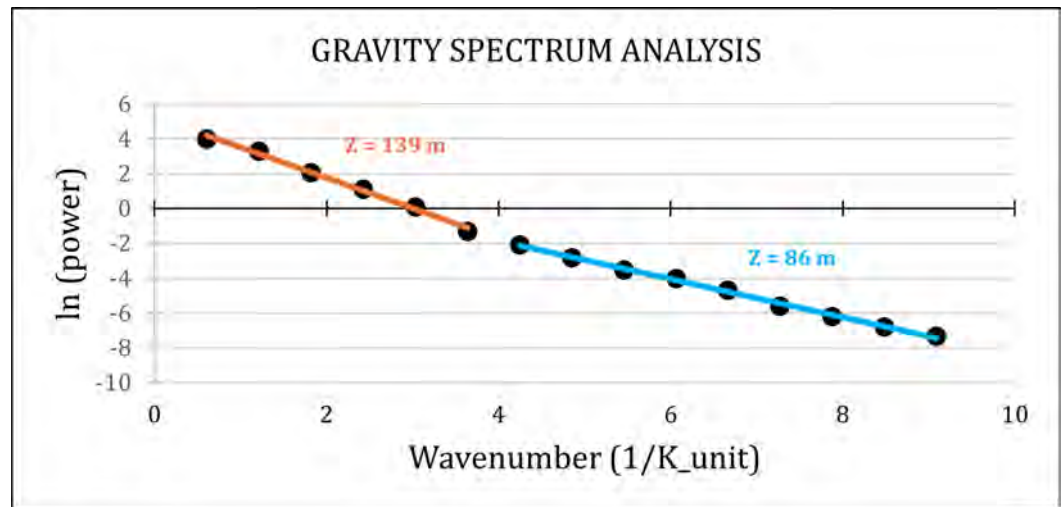
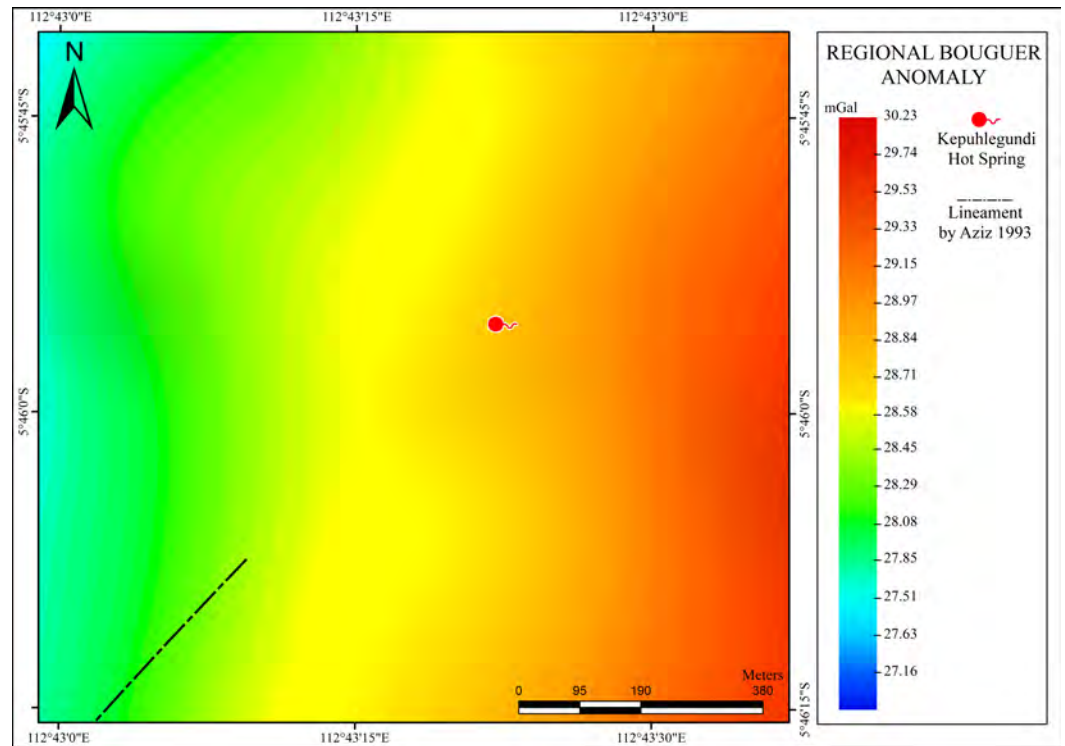


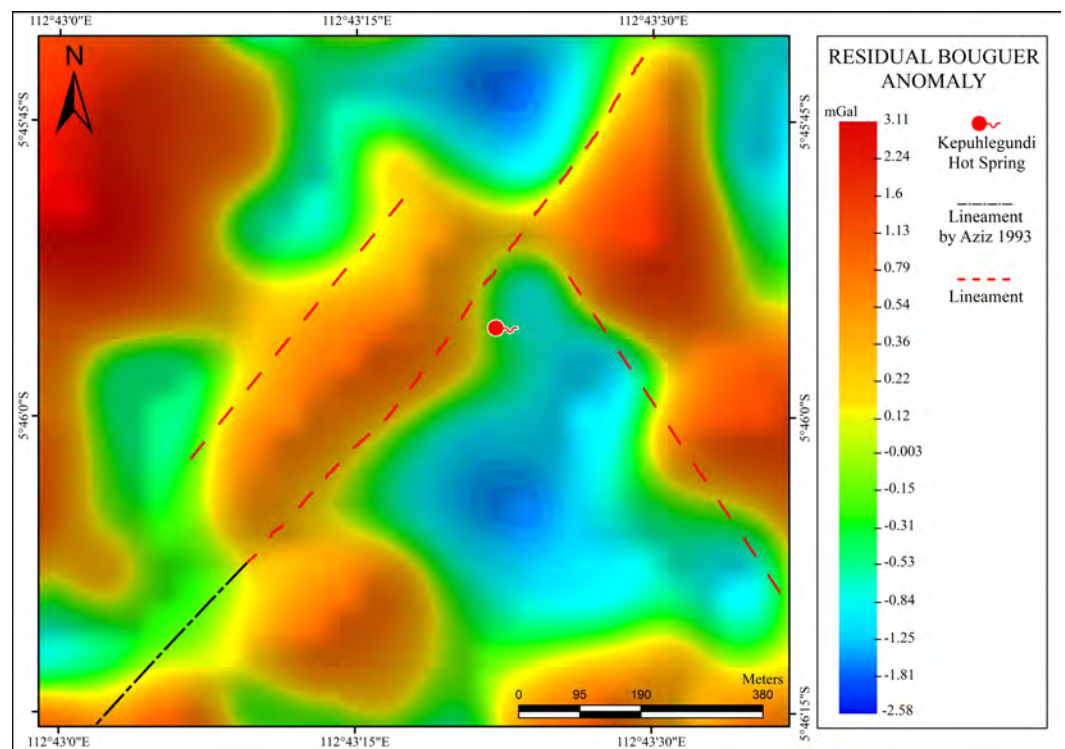
Figure 10. Spectral Analysis from gravity processing for separation and depth identify of regional and residual anomaly.

evidenced by the low anomaly results (from 0 to -2.81 mGal), which are rocks with low density levels. The residual anomaly contrasts with the anomaly at the hot spring but has the same continuity as the geological structure in the study area, which runs northeast-southwest. The geologic map lineament (black line) is thought to be continuous because the contrast between low and high anomalies is long. This suggests that rock lithology is different between the anomalous values. The presence of contrasting lithological variations along a straight line with a consistent trend may suggest a geological structure in the area. Geological structures control the formation of hot springs.

The study employed three effective methods for identifying regional geological structures. The FFD method is particularly useful for mapping weak zones influenced by structural control, while the magnetic and gravity methods are effective at identifying



(a)



(b)

Figure 11. a) Regional anomaly map; b) Residual anomaly map from gravity satellite in the Keuphleguni hot spring area with geological structures and lineament indicated by magnetic measurements (red dashed line) and lineament from Bawean geological map (black dashed line).

anomalous contrast boundaries that indicate geological structures in each area. The structures found in the three methods show a dominant direction of northeast-southwest, with a focus on the study area. The structure's orientation matches that of Bawean Island's

geological structure, as described by [Aziz *et al.*, 1993] on the Regional Geological Map of Bawean Sheet. The Meratus pattern may influence Bawean Island's geological structure and show indications of a sinistral fault, as suggested by [Arifin and Lugra, 2016].

The study integrated magnetic and gravity methods to determine the location of the structure in the hot spring area. It was found that the structure is in a residual anomaly or at a shallow depth, indicating that it was formed after the end of the Miocene period, during which the bedrock of Bawean Island, specifically the gelam limestone formation, was formed. The formation of Kepuhlegundi Hot Spring is controlled by geological structures in the form of continuous fractures (Figure 12) based on the analysis of the continuity and weak zones around the hot spring by each method. The effect of fractures on the formation of hot springs is due to the surrounding weak zone increasing the permeability of the rock so that hot fluids will be very easily to pass through [Rafi *et al.*, 2023; Zhou *et al.*, 2023]. In addition, the structure passes through areas with high magnetic and gravity anomalies that may indicate the presence of solid volcanic rock. This could potentially facilitate heating of the aquifer through the fracture zone. By integrating spatial and geophysical analyses, it is possible to validate the relationship between the identified regional geological structures and the formation of Kepuhlegundi Hot Spring. Furthermore, this study can serve as an initial illustration for further investigation of Kepuhlegundi Hot Spring's subsurface conditions.

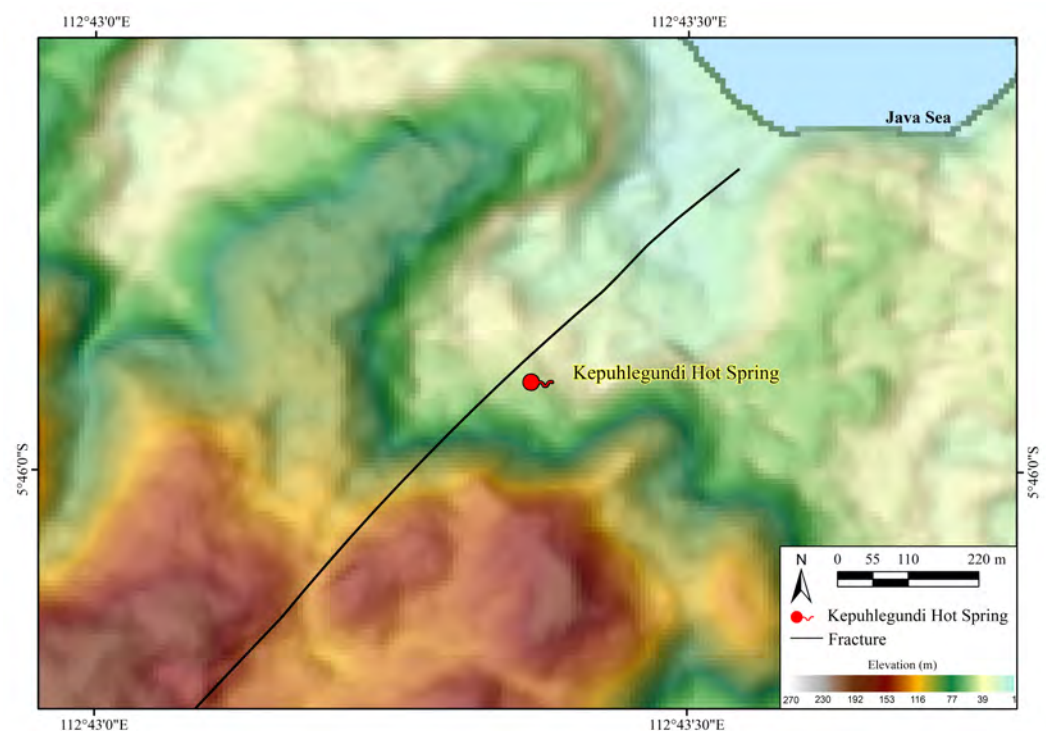


Figure 12. Map of the results of identifying the structural continuity that controls the formation of Kepuhlegundi hot springs from the integration of magnetic, gravity satellite, and fault fracture density (FFD) methods.

5. Conclusion

The Kepuhlegundi Hot Spring formation can be identified by analyzing and integrating three methods: FFD, magnetic, and gravity. The surface geological structure controls this formation. The FFD analysis method can accurately identify weak zones around the hot springs by analyzing the geological structures in the study area. This is achieved by mapping the dense lineaments caused by these structures. Magnetic and gravity methods can be used to determine the location and orientation of structures based on the contrast of low and high anomalies that extend through the hot springs. Both methods predict that

the controlling structure is at a shallow depth, between 15 to 80 meters below the surface. This prediction is based on an analysis of both residual and regional anomalies. The orientation of the structure formed at Kepuhlegundi Hot Spring is consistent with the Meratus Structure Pattern, which runs in a northeast-southwest direction. This suggests that the structure was formed by the Meratus pattern, as confirmed by the potential method and FFD analysis. This research can be the first step in further investigation into the subsurface conditions around hot springs, particularly the geological structure.

Acknowledgments. The authors gratefully acknowledge financial support from the Institut Teknologi Sepuluh Nopember for this work, under project scheme of the Publication Writing and IPR Incentive Program (PPHKI) 2024.

References

- Alvarez, R., and V. Yutsis (2015), Southward Migration of Magmatic Activity in the Colima Volcanic Complex, Mexico: An Ongoing Process, *International Journal of Geosciences*, 06(09), 1077–1099, <https://doi.org/10.4236/ijg.2015.69085>.
- Amir, H., S. Bijaksana, D. Dahrin, et al. (2021), Subsurface structure of Sumani segment in the Great Sumatran Fault inferred from magnetic and gravity modeling, *Tectonophysics*, 821, 229,149, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229149>.
- Araffa, S. A. S., M. El-bohoty, M. Abou Heleika, et al. (2018), Implementation of magnetic and gravity methods to delineate the subsurface structural features of the basement complex in central Sinai area, Egypt, *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 7(1), 162–174, <https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2017.12.002>.
- Arellano, C. J. J., L. T. Armada, C. B. Dimalanta, K. L. Queaño, E. S. Andal, and G. P. Yumul (2021), Interpretation of ground magnetic data in Suyoc, Mankayan Mineral District, Philippines, *Resource Geology*, 71(4), 363–376, <https://doi.org/10.1111/rge.12270>.
- Arifin, L., and W. Luga (2016), Zona Sesar di Perairan Kalimantan Selatan, *Jurnal Geologi Kelautan*, 7(1), <https://doi.org/10.32693/jgk.7.1.2009.166>.
- Arrofi, D., I. S. Abu-Mahfouz, and S. D. Prayudi (2022), Investigating high permeable zones in non-volcanic geothermal systems using lineament analysis and fault fracture density (FFD): northern Konawe Regency, Indonesia, *Geothermal Energy*, 10(1), <https://doi.org/10.1186/s40517-022-00241-3>.
- Aziz, S., S. Hardjoprawiro, and A. Mangga (1993), Geological Map of the Bawean Island and Masalembo Quadrangle, Jawa.
- Badan Informasi Geospasial (2018), Seamless digital elevation model (DEM) dan Batimetri Nasional, <https://tanahair.indonesia.go.id/demnas/>, (visited on 2024).
- Baranov, V. (1957), A New Method for Interpretation of Aeromagnetic Maps: Pseudo-Gravimetric Anomalies, *Geophysics*, 22(2), 359–382, <https://doi.org/10.1190/1.1438369>.
- Basantaray, A. K., and A. Mandal (2022), Interpretation of gravity-magnetic anomalies to delineate subsurface configuration beneath east geothermal province along the Mahanadi rift basin: a case study of non-volcanic hot springs, *Geothermal Energy*, 10(1), <https://doi.org/10.1186/s40517-022-00216-4>.
- Bense, V. F., T. Gleeson, S. E. Loveless, O. Bour, and J. Scibek (2013), Fault zone hydrogeology, *Earth-Science Reviews*, 127, 171–192, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008>.
- Blenkinsop, T. G. (2008), Relationships between faults, extension fractures and veins, and stress, *Journal of Structural Geology*, 30(5), 622–632, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.01.008>.
- Choi, J.-H., P. Edwards, K. Ko, and Y.-S. Kim (2016), Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach, *Earth-Science Reviews*, 152, 70–87, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006>.
- Chouhan, A. K., S. Chopra, H. Chaube, D. Singh, and A. K. Mishra (2022), Integrated analysis of the gravity and the magnetic data to infer structural features and their role in prospective mineralisation in and around the Ambaji-Deridanta-Chitrasani region, NW India, *Journal of Earth System Science*, 131(4), <https://doi.org/10.1007/s12040-022-01979-x>.

- Danakusumah, G., and Suryantini (2020), Integration of the Lineament Study in the Karaha-Bodas Geothermal Field, West Java, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 417(1), 012,008, <https://doi.org/10.1088/1755-1315/417/1/012008>.
- Fajar, M. H. M., D. D. Warnana, A. Widodo, S. E. Prabawa, and A. Iswahyudi (2021), Aquifer System Analysis to Identify the Cause of Groundwater Depletion at Umbulan Spring, Indonesia, *Chemical Engineering Transactions*, 89, 385–390, <https://doi.org/10.3303/CET2189065>.
- Haeruddin, A. Saepuloh, M. N. Heriawan, and T. Kubo (2016), Identification of linear features at geothermal field based on Segment Tracing Algorithm (STA) of the ALOS PALSAR data, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 42, 012,003, <https://doi.org/10.1088/1755-1315/42/1/012003>.
- Hafizh, M. (2022), Vulkanostratigrafi Dan Petrogenesis Pulau Bawean: Studi Khusus Pada Daerah Danau Kastoba Dan Sekitarnya, Pulau Bawean, Kabupaten Gresik, Jawa Timur, *Perpustakaan Digital - Digilib ITB*.
- Hamilton, W. (1974), *Earthquake Map Of The Indonesian Region*, US Geological Survey, <https://doi.org/10.3133/i875c>.
- Hendratno, A., and F. D. Khoir (2019), Petrologi Batuan Vulkanik Pulau Bawean, Kabupaten Gresik, Jawa Timur, in *Seminar Nasional Kebumihan KE-12 Teknik Geologi, Fakultas Teknik, Universitas Gadjah Mada*.
- Hinze, W. J., R. Ralph, R. von Frese, H. Afif, and A. H. Saad (2013), *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications*, Cambridge University Press.
- Hirt, Ch., S. Claessens, T. Fecher, M. Kuhn, R. Pail, and M. Rexer (2013), New ultrahigh-resolution picture of Earth's gravity field, *Geophysical Research Letters*, 40(16), 4279–4283, <https://doi.org/10.1002/grl.50838>.
- Hosono, T., and C. Yamanaka (2021), Origins and pathways of deeply derived carbon and fluids observed in hot spring waters from non-active volcanic fields, western Kumamoto, Japan, *Earth, Planets and Space*, 73(1), <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01478-1>.
- Hutubessy, S. (2003), Struktur Sesar Bawah Permukaan dan Implikasinya Terhadap Pemunculan Kelompok Gunungapi di Semenanjung Muria, Jawa Tengah, Berdasarkan Pendekatan Analisis Gaya Berat, *Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral*, 9(133), 37–54.
- Keegan-Treloar, R., D. J. Irvine, S. C. Solórzano-Rivas, A. D. Werner, E. W. Banks, and M. J. Currell (2022), Fault-controlled springs: A review, *Earth-Science Reviews*, 230, 104,058, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104058>.
- Luo, L., H. Wen, and E. Capezzuoli (2021), Travertine deposition and diagenesis in Ca-deficiency perched hot spring systems: A case from Shihuadong, Tengchong, China, *Sedimentary Geology*, 414, 105,827, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105827>.
- Manyoe, I. N., and R. Hutagalung (2022), The extraction and analysis of lineament density from digital elevation model (dem) in libungo geothermal area, gorontalo, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 1089(1), 012,012, <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1089/1/012012>.
- Nabhan, M. H., M. H. M. Fajar, and W. Lestari (2024), Analysis of Geological Structure based on 3D Virtual Outcrop Model and Physical Properties of Rocks in Wringinanom District, Gresik Regency, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 1307(1), 012,024, <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1307/1/012024>.
- Nahli, K., F. Mulyana, G. E. Tsani, M. A. Alwan, M. H. Darajat, and R. N. Hendrawan (2016), Identifying Non-Volcanic Geothermal Potential in Amohola, Southeast Sulawesi Province, by Applying the Fault and Fracture Density (FFD) Method, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 42, 012,015, <https://doi.org/10.1088/1755-1315/42/1/012015>.
- Nayoan, A. G. P., K. A. Pranatikta, Anil, F. Hendrasto, and S. Yuniasih (2023), Upflow-outflow Zone Identification Based on Geochemistry Indicator and Fault Fracture Density Correlation Analysis in Mt. Gede Geothermal Case, West Java, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 1159(1), 012,003, <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1159/1/012003>.

- Pohan, A. F., S. Sismanto, B. E. Nurcahya, et al. (2023), Utilization and modeling of satellite gravity data for geohazard assessment in the Yogyakarta area of Java Island, Indonesia, *Kuwait Journal of Science*, 50(4), 499–511, <https://doi.org/10.1016/j.kjs.2023.05.016>.
- Pulonggono, A. D., and S. Martodjojo (1994), Perubahan tektonik Paleogen-Neogen merupakan peristiwa tektonik terpenting di Jawa, in *Geologi dan Geotek Pulau Jawa, Yogyakarta*, pp. 37–39.
- Puswanto, E., A. Farisan, D. A. Wibowo, et al. (2022), Fault Bend Fold Related Thrust Fault Waturanda Formation as Representative of Tectonic Compression as an Asset Geological Heritage of GNKK, Indonesia, in *2022 IEEE Asia-Pacific Conference on Geoscience, Electronics and Remote Sensing Technology (AGERS)*, IEEE, <https://doi.org/10.1109/AGERS56232.2022.10093295>.
- Rafi, M. E. D., M. H. M. Fajar, M. S. Purwanto, et al. (2023), Analysis of Formation Ronggojalu Spring and Probolinggo Active Fault Continuity with Satellite Data Gravity Method, *Jurnal Penelitian Pendidikan IPA*, 9(10), 8456–8461, <https://doi.org/10.29303/jppipa.v9i10.3399>.
- Rosli, N. A., M. N. A. Anuar, M. H. Mansor, N. S. I. Abdul Rahim, and M. H. Arifin (2022), What Makes A Hot Spring, Hot?, *Warta Geologi*, 48(1), 30–35, <https://doi.org/10.7186/wg481202204>.
- Setijadji, L. D., S. Kajino, A. Imai, and K. Watanabe (2006), Cenozoic Island Arc Magmatism in Java Island (Sunda Arc, Indonesia): Clues on Relationships between Geodynamics of Volcanic Centers and Ore Mineralization, *Resource Geology*, 56(3), 267–292, <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.tb00284.x>.
- Shiraishi, F., A. Morikawa, K. Kuroshima, et al. (2020), Genesis and diagenesis of travertine, Futamata hot spring, Japan, *Sedimentary Geology*, 405, 105,706, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105706>.
- Sidarto, N. S., and P. Sanyoto (1999), Sistem sesar Pengontrol Pemunculan Kelompok Gunungapi Muria Hasil Penafsiran Citra Landsat, *Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral*, IX(99).
- Siringoringo, L. P., B. Sapiie, A. Rudyawan, and I. G. B. E. Sucipta (2024), Origin of high heat flow in the back-arc basins of Sumatra: An opportunity for geothermal energy development, *Energy Geoscience*, 5(3), 100,289, <https://doi.org/10.1016/j.engeos.2024.100289>.
- Sismanto, S., U. Yasmita, and F. Jusmi (2018), Interpretation of the gravity and magnetic anomalies of the geothermal subsurface structure area in Pamancalan, Lebak, Banten, West Java, Indonesia, *Arabian Journal of Geosciences*, 11(14), <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3740-y>.
- Soengkono, S. (1999), Te Kopia geothermal system (New Zealand) - the relationship between its structure and extent, *Geothermics*, 28(6), 767–784, [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(99\)00042-5](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(99)00042-5).
- Suprijadi, B. (1992), Peranan Wrench Fault Pada Akumulasi Hidrokarbon di Pulau Madura, in *Proc. of the 21th Annual Scientific Meeting of the Indonesian Association of Geologist*.
- Usman, E. (2012), Tektonik Dan Jalur Vulkanik Busur Belakang Baweanmuria Sebagai Pengontrol Pembentukan Cekungan Pati Dan Potensi Hidrokarbon, *Indonesian Journal of Applied Sciences*, 2(3).
- Usman, E., A. Sudradjat, E. R. Suparka, and I. Syafri (2010), Pembentukan Jalur Vulkanik Busur Belakang Muria-Bawean Dan Pengaruhnya Terhadap Pembentukan Cekungan Pati, in *PRECEEDINGS PIT IAGI LOMBOK 2010. The 29th IAGI Annual Convention and Exhibition*.
- van Bemmelen, R. W. (1949), *The Geology of Indonesia. Vol. IA: General Geology of Indonesia and Adjacent Archipelagoes*, Government Printing Office, The Hague.
- Zhou, X., L. Zhuo, Y. Wu, G. Tao, J. Ma, et al. (2023), Origin of some hot springs as conceptual geothermal models, *Journal of Hydrology*, 624, 129,927, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129927>.

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ОЦЕНКЕ ГАЗОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ (НА ПРИМЕРЕ АНГАРО-ЛЕНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ)

А. С. Смирнов^{1,2} , Д. К. Нургалиев³ , И. Ю. Чернова³ , и Э. Р. Зиганшин³ 

¹ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Тюмень, Россия

²Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

³Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

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

В работе рассматривается эффективность геохимического метода определения газонасности территорий и поисков залежей природного газа в комплексе с данными о характере неотектонической активности территории, полученными по геоморфологическому анализу цифровой модели рельефа, на одной из площадей Восточной Сибири. Геохимические данные включают в себя содержание метана и его гомологов ($C_1 - C_6$), определенных методом газовой хроматографии в пробах подпочвенного грунта, а также значения изотопного соотношения углерода ($\delta^{13}C$) в обнаруженном метане, измеренное на изотопном масс-спектрометре. Реконструкция этапов неотектонической активности была выполнена с использованием модифицированного морфометрического метода анализа цифровой модели рельефа. Оценка макроскопической трещиноватости осадочного чехла, также обусловленная неотектонической активностью, получена из цифровой модели рельефа как плотность штрихов – первичных линейных объектов, выраженных в рельефе, выделенных по методике А. А. Златопольского. Информация, полученная из цифровой модели рельефа, дает возможность выделить участки, где вероятность сохранности газовых залежей невысокая. Совместный анализ изотопно-геохимических данных и информации о зонах, где залежи могли быть подвергнуты интенсивному разрушению, позволяет оценить перспективы газонасности территории, а также выявить наиболее перспективные участки.

Ключевые слова: прогнозирование газонасности, Восточная Сибирь, геоморфология, морфометрический метод, изотопный анализ углерода метана, макротрещиноватость, сохранность залежи.

Цитирование: Смирнов, А. С., Д. К. Нургалиев, И. Ю. Чернова, и Э. Р. Зиганшин Информативность геоморфологических и изотопно-геохимических методов при оценке газонасности территории (на примере Ангаро-Ленской нефтегазоносной области) // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES3009. — DOI: 10.2205/2024es000904 — EDN: BRLAGN

Введение

Нефтегазоносность осадочных бассейнов зависит от многих факторов: наличия источников углеводородов, условий их миграции, свойств резервуаров и покрышек. Огромную роль в формировании и разрушении залежей углеводородов играют тектонические процессы, определяющие этапы миграции флюидов в осадочной толще – геофлюидодинамику [Абукова и Волож, 2021; Нежданов и Смирнов, 2021]. Залежи нефти и газа начинают разрушаться с момента их образования за счет диффузии легких углеводородов через покрышку и просачивания флюидов по трещинам. Обычно это происходит при деформациях горных пород, вызванных как быстрыми (сейсмическими), так и медленными (тектоническими) процессами [Чернова и др., 2015].

<https://elibrary.ru/brlagn>

Получено: 11 сентября 2023 г.

Принято: 26 февраля 2024 г.

Опубликовано: 9 сентября 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

Древние тектонические события зафиксированы в структуре осадочного чехла в виде складок, разломов и зон трещиноватости, часто уже залеченных вторичными минералами. Эту информацию возможно получить по результатам бурения скважин и интерпретации гравимагнитных и сейсморазведочных данных.

Характер и интенсивность современных тектонических (геодинамических) процессов можно измерить сегодня непосредственно с использованием оптических и спутниковых геодезических инструментов. Процессы, которые произошли в геологическом масштабе времени недавно (~1–2 млн лет назад), представляется реальным реконструировать, анализируя современный рельеф. Неотектонический этап, оказавший ключевое воздействие на формирование современного рельефа, также существенно повлиял на образование, изменение и разрушение нефтегазовых залежей. Методы реконструкции недавней тектонической активности по анализу цифровой модели современного рельефа (ЦМР) разработаны [Ласточкин, 1974; Философов, 1975; Чернова и др., 2010; Chernova et al., 2021] и широко используются для реконструкции неотектонической активности территорий и прогнозирования участков наиболее перспективных для обнаружения нефтегазовых залежей в Волго-Уральской нефтегазоносной области [Нургалиев и др., 2009; 2004; Чернова и др., 2013; Chernova et al., 2021]. Для других территорий, в частности – Восточной Сибири [Вахромеев и др., 2017], таких данных, позволяющих уверенно говорить о влиянии неотектонического этапа на геофлюидодинамику, формирование, переформирование и разрушение нефтегазовых залежей, пока недостаточно. Основной целью данной статьи является представление и обсуждение результатов анализа ЦМР и их информативности для оценки газоносности участка недр, расположенного в Ангаро-Ленской нефтегазоносной области. А также оценка возможности комплексирования геохимических и геоморфологических методов для поиска залежей природного газа.

В процессе формирования и разрушения залежей нефти и газа в вышележащих породах образуются ореолы рассеяния углеводородов, которые могут служить индикаторами наличия залежей в нижележащих коллекторах. Ореолы рассеяния образуются в результате миграции углеводородов через породы-покрышки (легкие летучие компоненты) и по ослабленным, трещиноватым зонам разломов в вышележащие породы. В процессе миграции могут изменяться состав и соотношение различных компонент в зависимости от условий окружающей среды и характера биодеградации.

Описание объекта и методов исследования

Территория исследования располагается в юго-восточной части Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции, в Ангаро-Ленской нефтегазоносной области (НГО). Ангаро-Ленская НГО охватывает всю территорию Ангаро-Ленской ступени [Вахромеев и др., 2017] и юго-западную оконечность Непско-Ботуобинской антеклизы. Она изучена глубоким бурением неравномерно. Наиболее исследованны ее центральные районы, которые являются областями преимущественно газонакопления с ресурсами порядка 12,7 млрд т условных углеводородов [Гозуева, Попов и др., 2009]. Всего в настоящее время на территории Ангаро-Ленской НГО выявлено более 10 месторождений газа. Здесь выделяются установленная (Ангаро-Ковыктинская) и две прогнозные зоны газонакопления (Верхоленско-Кудинская и Братская) [Вахромеев и др., 2019]. Верхоленско-Кудинская зона расположена за пределами области исследования (рис. 1).

Нефтепоисковые работы с использованием глубокого бурения были начаты в Ангаро-Ленском районе в первые послевоенные годы и получили развитие после открытия в 1962 году Марковского газоконденсатного месторождения.

Основные перспективы газоносности района связаны с нижне-, среднекембрийскими отложениями. Проявления газа из этих отложений отмечены на ряде площадей глубокого бурения (Братская, Южная, Касьяновская, Илимская) и связаны с поровыми коллекторами в терригенных отложениях, трещинными коллекторами в галогенно-карбонатном комплексе. Нефтегазоматеринскими породами в изучаемом регионе явля-

ются отложения рифей-вендского возраста, с концентрацией органического вещества до 9% на породу [Баженова, 2016; Конторович и др., 1995].

Территория исследования расположена в Братском, Усть-Удинском и Нижнеилимском районах Иркутской области. Данная площадь охватывает северную часть Ангаро-Ленской ступени, в её приподнятой части, примыкающей к Братскому выступу фундамента, и в зоне перехода ее к юго-восточному борту Присаяно-Енисейской синеклизы. Братское месторождение газа располагается в Братской зоне нефтегазонакопления, которая выделяется на западе Ангаро-Ленской НГО в зоне ее сочленения с Присаяно-Енисейской НГО. На борту рифейского бассейна, где миграционные потоки выходят под вендские терригенные продуктивные горизонты, прогнозируется крупная зона газонакопления. Точные границы зоны еще не установлены, но возможная площадь составляет не менее 14 000 км², нелокализованные ресурсы газа оцениваются в 800 млрд м³ [Мельников и др., 2011].

Данная работа включает в себя реконструкцию неотектонического этапа развития территории на основе морфометрического анализа и анализа изотопно-геохимических данных о содержании метана и его гомологов в почвенных породах.

Геоморфологические исследования. Применение геоморфологических методов основано на предположении о том, что действие тектонических сил, определяющих морфологию современного рельефа, не полностью нивелируется экзогенными процессами, а информация о пространственном распределении центров активизации неотектонических процессов и их интенсивности, может быть получена с помощью специальных методов обработки цифровых моделей рельефа. С этой точки зрения наиболее информативным и наименее трудоемким является морфометрический метод анализа ЦМР. Основными разработчиками метода являются В. П. Философов и ряд отечественных геоморфологов, успешно применявших этот метод для поиска локальных неотектонических структур антиклинального типа перспективных для поиска залежей нефти и газа [Ласточкин, 1974; Философов, 1975]. С появлением геоинформационных систем (ГИС) и цифровых топографических данных производительность морфометрического анализа увеличилась благодаря использованию компьютерной обработки, и стало возможным проведение исследований больших территорий. В данном исследовании морфометрический анализ выполнялся в ГИС ArcGIS Desktop 10.8 по методике, изложенной в [Чернова и др., 2010; Chernova et al., 2021]. В качестве входных данных были использованы цифровые планшеты топокарт масштаба 1:100 000.

Суть морфометрического анализа ЦМР состоит в разложении поверхности современного рельефа на компоненты (уровни), каждый из которых соответствует определенному этапу неотектонической истории исследуемой территории.

В качестве таких компонент выбраны базисные поверхности и их разности. Физический смысл базисных поверхностей, их разностей, а также методики расчёта и интерпретации морфометрических поверхностей подробно изложены в [Философов, 1975; Чернова и др., 2010; Chernova et al., 2021]. В данной работе будет дана только краткая характеристика базисных поверхностей.

Число базисных поверхностей определяется числом порядков водотоков, которые могут быть извлечены из обрабатываемой ЦМР. Для территории исследования выделено 8 порядков водотоков, им соответствуют 8 этапов неотектонической истории и базисные поверхности с 1-го по 8-й порядок. Разности базисных поверхностей являются динамическими показателями, т.к. представляют амплитуды вертикальных движений и эрозии за разные этапы неотектонической истории. Серия карт разностей базисных поверхностей смежных порядков дает информацию о том, как менялись тектонические условия (и связанные с ними флюидодинамические процессы) на исследуемой территории в неоген-четвертичное время. Наиболее достоверно на морфометрических поверхностях отображаются области интенсивных поднятий. Одна из разностей базисных поверхностей показана на рис. 1г.

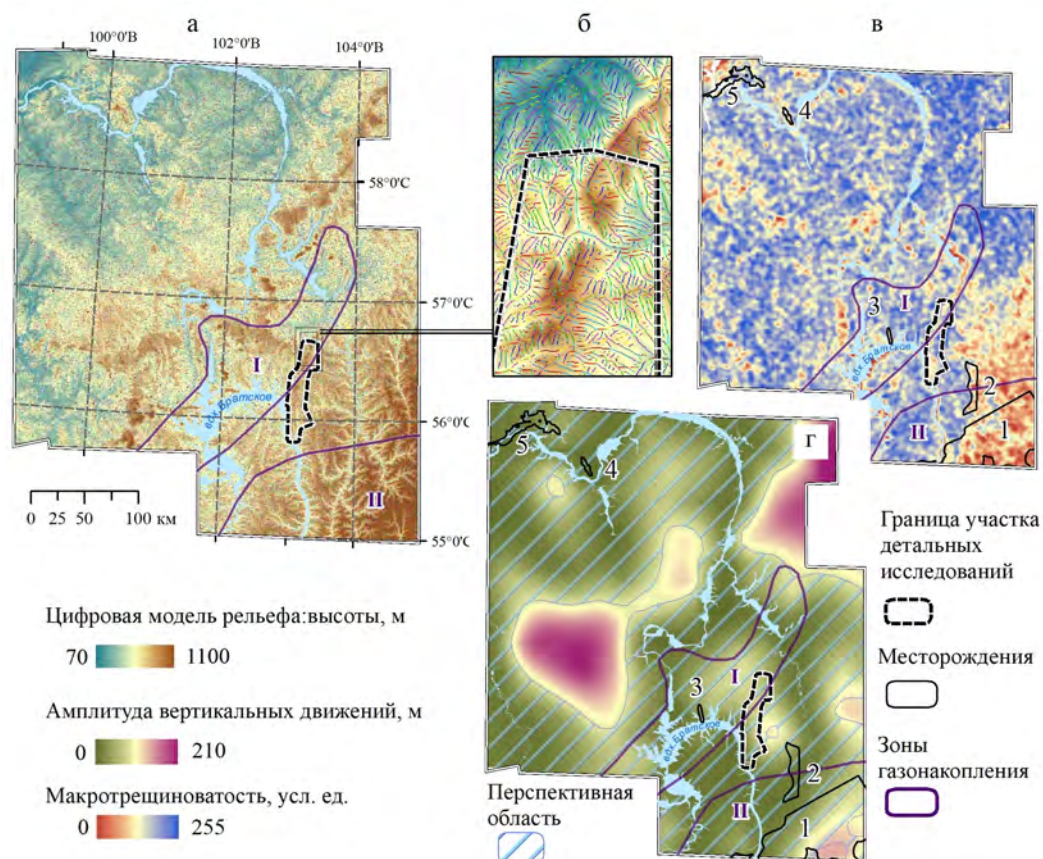


Рис. 1. Исходная цифровая модель рельефа и результаты ее обработки: а) ЦМР масштаба 1:100 000, на поверхность нанесены штрихи (пояснение далее по тексту); б) фрагмент ЦМР со штрихами, цветом показана ориентация штриха; в) макротрещиноватость (плотность штрихов); г) разность базисных поверхностей 6-го и 7-го порядков; голубой штриховкой показана перспективная область, где возможно обнаружение новых месторождений. Зоны газонакопления: I – Братская, II – Ангаро-Ковыктинская. Месторождения газовые и газоконденсатные: 1 – Ангаро-Ленское, 2 – Ангаро-Илимское, 3 – Братское, 4 – Берямбинское, 5 – Агалеевское.

Макроскопическая трещиноватость осадочного чехла [Нургалеев и др., 2009; Смирнов и др., 2019] также обусловлена неотектонической активностью. Численной характеристикой макротрещиноватости осадочного чехла является плотность штрихов, рассчитанная из ЦМР по методике А. А. Златопольского [Zlatopolsky, 1992]. Штрихи – это первичные линейные объекты, выраженные в рельефе, представляющие собой спрямленные участки линий тальвегов и водоразделов. Плотность штрихов рассчитывается как отношение суммарной длины всех штрихов к площади некоторой окрестности. Расчет штрихов и плотности штрихов выполнялся в программе WinLESSA 3.321 по методике, изложенной в [Zlatopolsky, 1992]. Штрихи и плотность штрихов показаны на рис. 1.

Лабораторные геохимические исследования проводились по газовому содержанию проб почвенного грунта в пределах участка детальных исследований (рис. 1). Пробы отбирались в нижней части скважин глубиной 1–3 метра и герметично упаковывались в стеклянные банки, заполненные солевым раствором. Далее пробы подвергались процедуре дегазации в лаборатории. Полученный газ направлялся на хроматографические исследования углеводородных газов (C_1 – C_5) и на изотопные исследования углерода метана.

Хроматографический анализ газа выполнялся на газовом хроматографе CLARUS 500, позволяющем определить ряд низкомолекулярных соединений C_1 – C_6 . Обработка

измерений выполнялась согласно требованиям ГОСТ Р 57975.1-2017 «Газ нефтяной попутный. Определение состава методом газовой хроматографии. Часть 1. Определение содержания углеводородов C_1-C_{8+} и неорганических газов с использованием пламенно-ионизационного детектора и детектора по теплопроводности».

Изотопные исследования углерода метана в газовых смесях осуществлялись на масс-спектрометре Delta V Plus (ThermoFisher Scientific, Германия). Разделение газовых смесей, их подготовка и концентрирование происходило с помощью приставки газового хроматомасс-спектрометра TRACE 1310 (ThermoFisher Scientific, Германия), сопряженного с квадрупольным масс-детектором ISQ (ThermoFisher Scientific, США), который соединен с изотопным масс-спектрометром посредством интерфейсного блока GC Isolink.

Идентификация зарегистрированных хроматографических пиков проводилась с использованием базы данных NIST-14. Контроль времен выхода пиков и идентификации проводился с использованием поверочной газовой смеси производства ООО «МОНИТОРИНГ». Контроль качества разделения пиков, влияния компонентов друг на друга при изотопном анализе контролировался с помощью смеси воздуха и аргон-метановой смеси 1 : 1 с известным изотопным соотношением углерода метана, который заведомо имеет термогенное происхождение.

Обработку результатов анализа проводили с помощью программы обработки данных Isodat. Для определения погрешности анализа по амплитуде использовалась амплитуда на массе более распространенного изотопа (углерод – ^{12}C , водород – H).

Природный газ обогащен изотопом ^{12}C и характеризуется большим диапазоном изменения изотопного состава. Установлено, что изотопный состав углерода позволяет довольно надежно различать три генотипа метана: бактериальный метан, термогенный метан и глубинный (абиогенный) метан [Юдович и Кетрис, 2010]. Они отличаются диапазоном значений $\delta^{13}C$ (отклонения изотопной сигнатуры $^{13}C/^{12}C$ от сигнатуры стандартного образца).

Таким образом, генетическая схема формирования газов ставит в прямое соответствие изотопный состав углерода в метане с его происхождением. Однако картина в значительной степени осложняется последующими миграционными и диссипативными явлениями. Тогда изотопный состав газов может дать информацию о процессах, происходивших после их образования.

Термогенный газ можно подразделить в зависимости от его происхождения на попутный и свободный. Попутный нефтяной газ образуется из керогена одновременно с образованием нефти. Его можно рассматривать как короткоцепочечный компонент нефти, и считается, что он получен из липидов (эфирных масел, жиров и восков) организмов. Свободный газ образуется из лигнина, компонента высших наземных растений.

Отношение C_1/C_2+C_3 (где C_1 – метан, C_2 – этан, C_3 – пропан) характеризует источник газа и его происхождение. Газ, ассоциированный с нефтью (попутный), отличается низким соотношением C_1/C_{2-3} (< 10). Этот газ также может быть связан с жидкими углеводородными компонентами (т.е. нефть извлекается вместе с газом). Свободный газ имеет повышенные отношения C_1/C_{2-3} (> 10). В обоих случаях значения $\delta^{13}C$ для метана составляют более -60% . Существует вероятность преобразования свободного газа в попутный газ при условии миграции этого газа в пласт с содержанием нефти, сгенерированной из других нефтегазометеринских пород. В то же время разделение фаз попутного газа при миграции может способствовать образованию свободного газа.

Описание результатов: сопоставление карт, графиков.

В результате обработки ЦМР были получены карты разностей базисных поверхностей смежных порядков, которые несут информацию об интенсивности неотектонических движений. Для обнаружения связи амплитуд неотектонических движений с расположением месторождений углеводородов на каждую поверхность были наложе-

ны контуры известных месторождений. Наилучшая корреляция была обнаружена для разности базисных поверхностей 6-го и 7-го порядков: месторождения преимущественно расположены в областях низкой тектонической активности (в зонах низких значений амплитуд на морфометрической поверхности). Следовательно, разность базисных поверхностей 6-го и 7-го порядков может быть использована в качестве прогнозного признака: очерчивание областей низких значений амплитуд на этой поверхности означает указание вероятных областей обнаружения месторождений углеводородов на территории исследования. Участок детальных исследований и комплексирования методов полностью попадает в перспективную зону (рис. 1г). Расчеты показали, что среднее значение ячеек морфометрической поверхности, которые попадают внутрь контуров месторождений, существенно ниже, чем среднее значение высот пикселей для всех остальных земель, и это различие статистически значимое.

Подобную картину авторы наблюдали при изучении Волго-Уральской нефтяной провинции. И это не случайно. С точки зрения неотектоники благоприятными условиями для образования залежей нефти являются локальные активные (в неотектонический период) положительные структуры, расположенные на склонах впадин более высокого порядка [Голодовкин, 1964; Ласточкин, 1971; Музыченко, 1962]. Исследования, проведенные за последние 20 лет, также свидетельствуют о том, что более 85% залежей в Волго-Уральской провинции располагаются на бортах крупных неотектонических впадин [Нургаллиев и др., 2004; Nugmanov and Chernova, 2015].

Как указывалось выше, дополнительную информацию о сохранности залежей можно извлечь из карт макротрещиноватости (плотности штрихов-линементов) осадочного чехла. На исследуемой территории, особенно для крупных месторождений в юго-восточной части (рис. 1в), характерно их расположение преимущественно в областях с низкой макротрещиноватостью осадочного чехла. Следовательно, признак макротрещиноватости представляется возможным использовать для определения вероятных мест обнаружения залежей углеводородов с точки зрения их сохранности.

Комбинируя признаки сохранности залежей можно прийти к комплексному решению, учитывающему все результаты компьютерной обработки ЦМР. Комплексное решение, основанное на неотектонических признаках, представлено на рис. 2. Около половины территории, изображенной на карте, представляется бесперспективной по предлагаемому методу анализа ЦМР. Данное предположение поддерживается тем фактом, что имеющиеся на территории месторождения действительно располагаются на перспективной по данному критерию территории.

Далее для уточнения оценок перспективности территории на обнаружение залежей углеводородов был сделан анализ геохимических данных.

По результатам геохимических исследований небезосновательно предположить, что поток метана на данной территории вероятнее всего исходит из газовых залежей. Эта информация получена на основе анализа данных на диаграмме $C_1 / (C_2 + C_3) - (\delta^{13}C - CH_4)$ (рис. 3). Практически все проанализированные пробы демонстрируют наличие потока метана из газового месторождения (залежи или залежей) на рассматриваемом участке. Кроме того, подавляющее большинство проб по всей площади исследования показало наличие термогенного метана (рис. 3). Этот факт позволяет в целом отнести изучаемую территорию к перспективной.

На рис. 4 представлены карты содержания метана и распределения $\delta^{13}C$ метана в подпочвенном слое в пределах участка детальных исследований. Карты демонстрируют закономерности распределения чисто термогенного и смеси термогенного и биогенного метана. В целом поток метана более интенсивен в южной части участка (рис. 4а). Вдобавок в южной части наблюдается более тяжелый (термогенный) метан (рис. 4б). Эта зона также представляется более перспективной на основе комплексного критерия сохранности залежи (рис. 2).

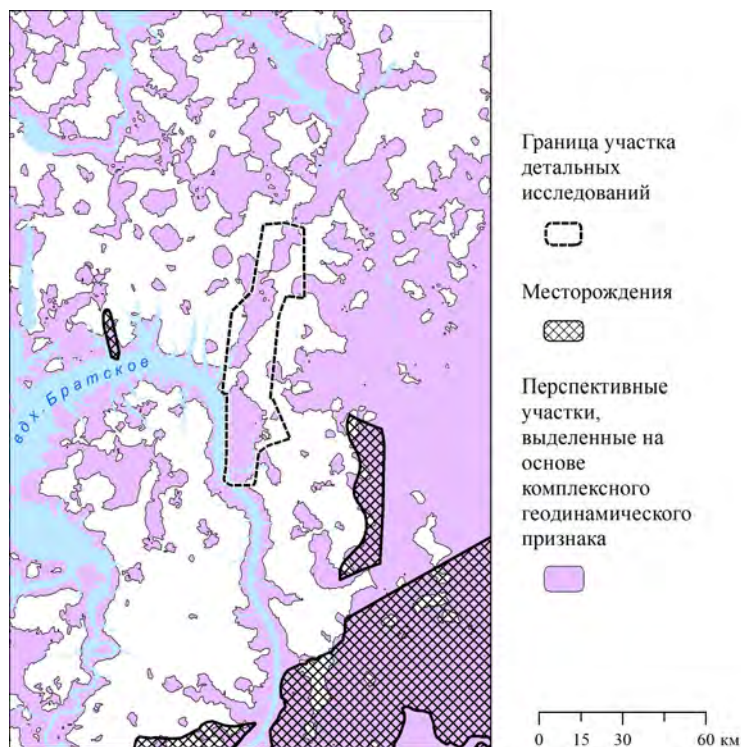


Рис. 2. Перспективные участки, выделенные по неотектоническим признакам.

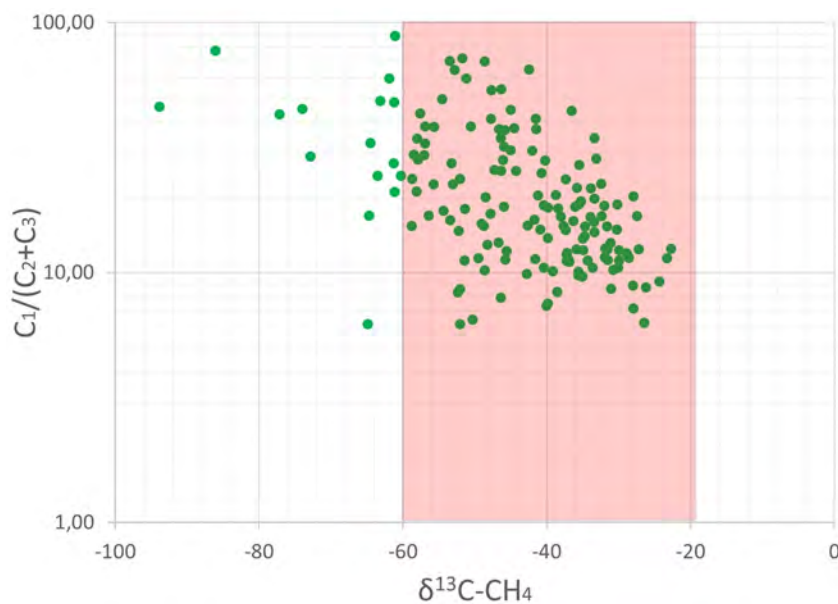


Рис. 3. Диаграмма Бернарда для образцов грунта, отобранных на участке детальных исследований.

Обсуждение результатов

По характеру распределения метана и изотопного состава углерода в метане участков детальных исследований можно разделить на 3 зоны: северную (С), центральную (Ц) и южную (Ю).

Оценка перспективности этих зон была выполнена путем пространственно-статистического анализа, который позволяет выделять благоприятные факторы по каждому методу. При этом выявленным аномалиям присваивалась определённая весовая нагрузка, что позволяет ранжировать отдельные участки по степени их перспективности. В анализе участвовало два параметра. Параметр «сохранности залежей»,

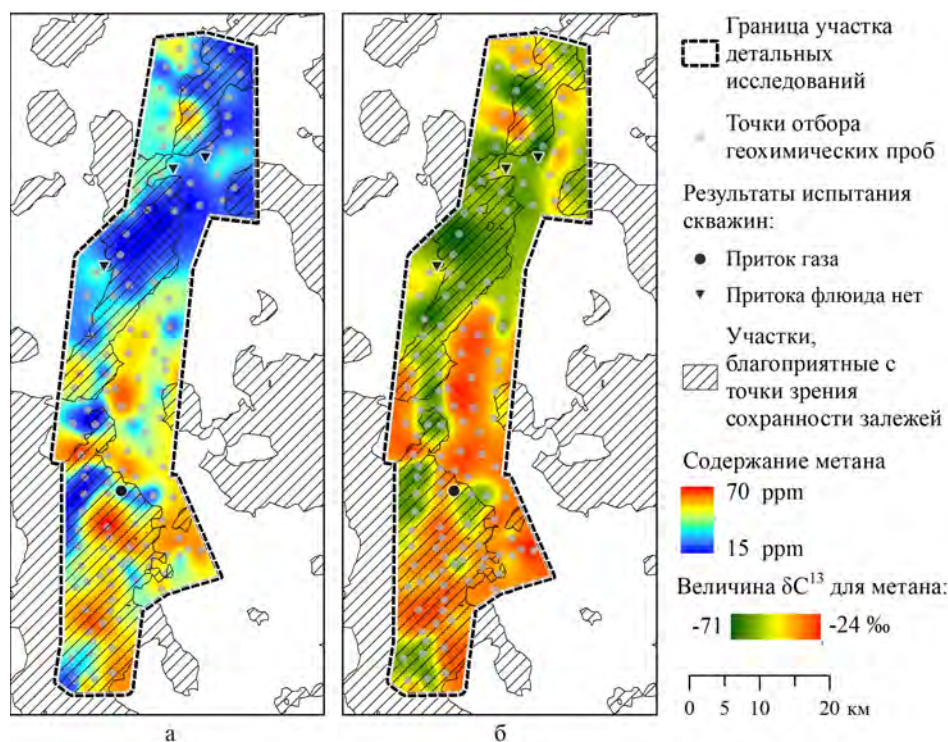


Рис. 4. Карты распределения содержания метана (а) и $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$, ‰(б).

основанный на оценке амплитуды неотектонических движений и макроскопической трещиноватости осадочного чехла и «геохимический параметр», учитывающий наличие потока метана, природу метана, вероятную эффективность покрышек. Вес каждого из двух параметров был равен 0,5.

В отличие от южной зоны, на севере участка наблюдается меньшая концентрация метана в почвенном слое, что связано со слабым потоком облегченного (с большей примесью биогенного) метана. Это свидетельствует в пользу низкой эмиссии метана из залежей, возможно, ввиду отсутствия значительных запасов газа в продуктивных горизонтах. Также было замечено, что северная часть участка подверглась интенсивному поднятию в сравнении с центральной и южной частями (около 100 м) после миграции флюидов и формирования залежей. Можно предположить, что это привело к более значительному разрушению залежей на этой территории, и к настоящему моменту часть этих залежей может быть разрушена. С другой стороны, это может быть обусловлено высоким качеством покрышки при наличии газовой залежи в данной зоне. Однако эта гипотеза была отвергнута ввиду того, что здесь имеются две опробованные скважины, которые оказались «пустыми». Но тем не менее в этой зоне есть участки (С-1, С-2, С-3), которые, вполне вероятно, являются перспективными на обнаружение газовых залежей с точки зрения геохимических признаков (рис. 5). Возможно, что эти небольшие залежи северной зоны обладают менее проницаемой покрышкой и могли лучше сохраниться из-за наличия такой покрышки.

В центральной зоне, которая в целом является более перспективной чем северная, также были выделены несколько перспективных участков (Ц-1, Ц-2, Ц-3, Ц-4) (рис. 5). Все перспективные участки отобраны по тем же критериям, что и в северной зоне. Здесь, восточнее выделенных участков Ц-1, Ц-2, Ц-3, наблюдается широкая полоса с высокой эмиссией термогенного газа. Это свидетельствует о том, что здесь несомненно присутствует высокая продуктивность недр и идет разрушение имеющихся залежей. В центральной зоне имеющиеся залежи можно рассматривать как менее разрушенные, чем в северной зоне, возможно, из-за наличия низкопроницаемой покрышки и меньшей макроскопической трещиноватости чехла в целом.

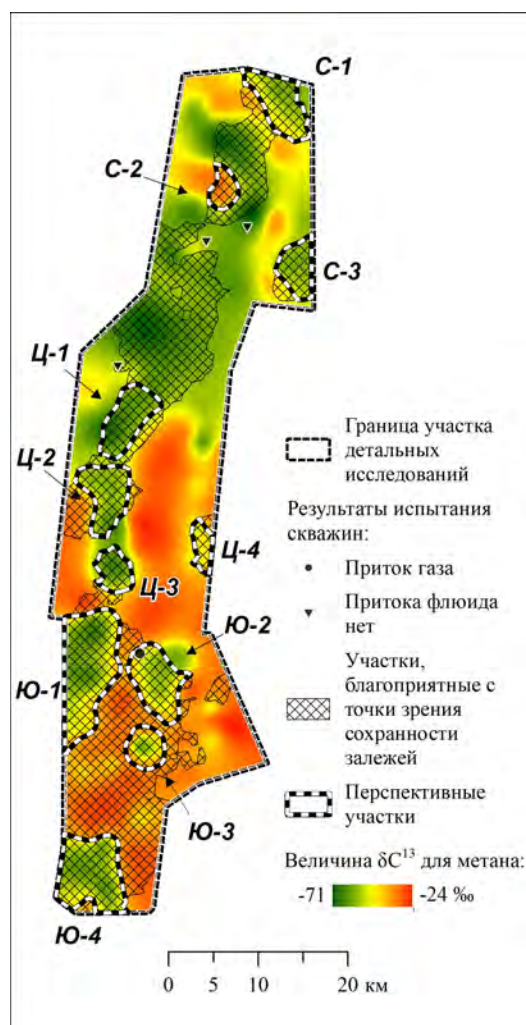


Рис. 5. Карта распределения изотопного соотношения метана и перспективных зон для геологоразведочных работ.

Область интенсивного потока изотопно тяжелого метана покрывает практически всю площадь южной зоны. Тем не менее здесь возможно отметить несколько надежных с точки зрения перспективности участков, отмеченных отсутствием эмиссии термогенного метана, вероятно, из-за наличия хорошей покрышки (Ю-1, Ю-2, Ю-3) (рис. 5). Наши выводы подтверждаются притоком газа в скважине, пробуренной на участке Ю-2 (рис. 5).

Заключение

На основе анализа геоморфологических, изотопно-геохимических данных и данных о нефтегазоносности территории юго-восточной части Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции показано, что анализ ЦМР позволяет выявить информативные с точки зрения сохранности/разрушения залежей признаки – относительную интенсивность вертикальных движений на территории в различные неотектонические эпохи, а также плотность штрихов (линеаментов), характеризующую макроскопическую трещиноватость осадочного чехла. Оба этих признака открывают возможность определить участки, которые наименее перспективны с точки зрения сохранности залежей. На основе комплексного анализа этих признаков выделены участки с различной степенью вероятного разрушения залежей.

Данные по содержанию метана и изотопному составу углерода в метане в почвенных пробах, отобранных на территории, позволили выявить участки с различной интенсивностью эмиссии биогенного, термогенного и, возможно, глубинного метана.

Комплексный анализ данных об изотопном составе и содержании метана в почвенных отложениях позволил выявить участки, наиболее перспективные на обнаружение залежей газа, которые необходимо более детально исследовать другими геолого-геофизическими методами (сейсморазведка 2D или 3D, поисковое бурение).

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России в рамках соглашения № 075-15-2022-299 о предоставлении гранта в форме субсидий из федерального бюджета на осуществление государственной поддержки создания и развития научного центра мирового уровня «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты».

Список литературы

- Абукова Л. А., Волож Ю. А. Геофлюидодинамика глубоководных зон нефтегазоаккумуляции осадочных бассейнов // Геология и геофизика. — 2021. — № 3. — DOI: [10.15372/GiG2021132](https://doi.org/10.15372/GiG2021132).
- Баженова Т. К. Нефтегазоматеринские формации древних платформ России и нефтегазоносность // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2016. — Т. 11, № 4. — DOI: [10.17353/2070-5379/45_2016](https://doi.org/10.17353/2070-5379/45_2016).
- Вахромеев А. Г., Горлов И. В., Смирнов А. С. и др. Неотектонический этап активизации краевой области Сибирского кратона как конечная фаза формирования Ковыктинской зоны нефтегазоаккумуляции // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Вып. 15. — Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2017. — С. 26–29.
- Вахромеев А. Г., Смирнов А. С., Мазукабзов А. М. Верхнеленское сводовое поднятие - главный объект подготовки ресурсной базы углеводородного сырья на юге Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. — 2019. — Т. 39, № 3. — С. 38–56. — DOI: [10.20403/2078-0575-2019-3-38-56](https://doi.org/10.20403/2078-0575-2019-3-38-56).
- Гогужева Е. И., Попов Д. Д. и др. Отчёт о результатах сейсморазведочных работ в Ангаро-Илимском междуречье на Заярской площади в Иркутской области. — Moscow : Росгеолфонд, 2009. — 495 с.
- Голодовкин В. Д. Тектоническое строение Ставропольской депрессии по данным морфометрического анализа // Геология, геохимия, геофизика. «Тр. Куйбышевского НИИ Нефтяной промышленности». Т. 27. — Куйбышев НИИ НП, 1964.
- Конторович А. Э., Мельников Н. В., Воробьёв В. Н. и др. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Выпуск 8. Иркутский бассейн. — ОИГГМ СО РАН, 1995.
- Ласточкин А. Н. О формах проявления разрывных нарушений в рельефе Западно-Сибирской равнины и структурно-геоморфологическом методе их обнаружения // Известия ВГО. — 1971. — № 1. — С. 48–56.
- Ласточкин А. Н. Неотектонические движения и размещение залежей нефти и газа. — Ленинград : Недра, 1974. — 68 с.
- Мельников Н. В., Мельников П. Н., Смирнов Е. В. Зоны нефтегазоаккумуляции в районах проведения геологоразведочных работ Лено-Тунгусской провинции // Геология и геофизика. — 2011. — Т. 52, № 8. — С. 1151–1163.
- Музыченко Н. М. Современная тектоника каменноугольных отложений Волгоградско-Саратовского Поволжья в связи с оценкой перспектив их нефтеносности // Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. — Ленинград : Гостехиздат, 1962.
- Нежданов А. А., Смирнов А. С. Флюидодинамическая интерпретация сейсморазведочных данных. — Тюмень : Тюменский индустриальный университет, 2021. — 286 с.
- Нурғалиев Д. К., Хасанов Д. И., Чернова И. Ю. и др. Научные основы современной технологии прогнозирования нефтегазоносности территорий // Ученые записки Казанского университета, серия Естественные науки. — 2009. — Т. 151, № 4. — С. 192–202.
- Нурғалиев Д. К., Чернова И. Ю., Бильданов Р. Р. и др. Неотектонические факторы размещения залежей нефти в Волго-Вятском регионе // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. — Москва : МГУ, 2004. — С. 367–368.
- Смирнов А. С., Вахромеев А. Г., Курчиков А. Р. и др. Выявление и картирование флюидонасыщенных анизотропных каверново-трещинных коллекторов Ковыктинского газоконденсатного месторождения // Геология, геофизика

- и разработка нефтяных и газовых месторождений. — 2019. — № 5. — С. 4–12. — DOI: [10.30713/2413-5011-2019-5\(329\)-4-12](https://doi.org/10.30713/2413-5011-2019-5(329)-4-12).
- Философов В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. — Изд-во Саратовского ун-та, 1975. — 232 с.
- Чернова И. Ю., Нугманов И. И., Даутов А. Н. Применение аналитических функций ГИС для усовершенствования и развития структурно-морфологических методов изучения неотектоники // Геоинформатика. — 2010.
- Чернова И. Ю., Нугманов И. И., Нурғалиев Д. К. и др. Применение методов компьютерной обработки цифровой модели рельефа для обнаружения зон повышенной трещиноватости и флюидодинамической активности пород осадочного чехла // Нефтяное хозяйство. — 2015. — № 11. — С. 84–88.
- Чернова И. Ю., Нурғалиев Д. К., Нурғалиева Н. Г. и др. Реконструкция истории Татарского свода в неоген-четвертичный период по данным морфометрического анализа // Нефтяное хозяйство. — 2013. — № 6. — С. 12–15.
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Соотношения изотопов углерода в стратисфере и биосфере: четыре сценария // Биосфера. — 2010. — Т. 2, № 2. — С. 231–246.
- Chernova I. Y., Nourgaliev D. K., Chernova O. S., *et al.* Applying the combination of GIS tools with upgraded structural and morphological methods for studying neotectonics // SOCAR Proceedings. — 2021. — SI2. — P. 93–103. — DOI: [10.5510/OGP2021SI200560](https://doi.org/10.5510/OGP2021SI200560).
- Nugmanov I. I., Chernova I. Y. Effects of neotectonic activity on the distribution of petroleum deposits in space (by the example of the Volga-Ural petroleum and gas province) // 15th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2015. Geology, Mineral Processing, Oil & Gas Exploration. — 2015.
- Zlatopolsky A. A. Program LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis) automated linear image features analysis-experimental results // Computers & Geosciences. — 1992. — Vol. 18, no. 9. — P. 1121–1126. — DOI: [10.1016/0098-3004\(92\)90036-Q](https://doi.org/10.1016/0098-3004(92)90036-Q).

GEOMORPHOLOGICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL METHODS IN ASSESSING THE GAS POTENTIAL OF A TERRITORY (USING THE EXAMPLE OF THE ANGARA-LENA OIL AND GAS REGION)

A. Smirnov^{1,2} , D. Nourgaliev³ , I. Chernova³ , and E. Ziganshin³ ¹Gazprom VNIIGAZ LLC, Tyumen, Russia²Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia³Kazan (Volga region) Federal University, Kazan, Russia****Correspondence to:** Eduard Ziganshin, erziganshin@kpfu.ru.

The paper examines the geochemical method's effectiveness for assessing the gas potential of territories and prospecting for natural gas fields in combination with data on a territory's neotectonic activity obtained from the digital elevation model analysis in the Eastern Siberia area. Geochemical data include the content of methane and its homologues (C₁–C₆), determined by gas chromatography in subsoil samples, as well as the carbon isotope ratio ($\delta^{13}\text{C}$) of the detected methane, measured on an isotope mass spectrometer. The reconstruction of neotectonic activity areas was carried out using a modified morphometric method of digital elevation model analysis. Estimates of the macroscopic fracturing of the sedimentary cover, also caused by neotectonic activity, were obtained from the digital elevation model as the density of lines – primary linear objects expressed in relief, identified using the method of A. A. Zlatopolsky. The information obtained from the digital elevation model allows to identify areas where the probability of gas fields destruction is the highest. A joint analysis of isotope-geochemical data and information on the probable hydrocarbon deposits destruction makes it possible to assess the prospects for the territory's gas content, as well as identify promising areas.

Keywords: gas potential forecasting, Eastern Siberia, geomorphology, morphometric method, isotope analysis of methane carbon, macroscopic fracturing, gas field preservation.

Citation: Smirnov, A., D. Nourgaliev, I. Chernova, and E. Ziganshin (2024), Geomorphological and Isotope-Geochemical Methods in Assessing the Gas Potential of a Territory (Using the Example of the Angara-Lena Oil and Gas Region), *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3009, <https://doi.org/10.2205/2024ES000904>, EDN: BRLAGN

Received: 11 September 2023

Accepted: 26 February 2024

Published: 9 September 2024









© 2024. The Authors.

References

- Abukova L. A., Volozh Y. A. Fluid Geodynamics of Deeply Buried Zones of Oil and Gas Accumulation in Sedimentary Basins // *Russian Geology and Geophysics*. — 2021. — No. 3. — DOI: [10.15372/GiG2021132](https://doi.org/10.15372/GiG2021132).
- Bazhenova T. K. Petroleum source formations of the Russian ancient platforms and their petroleum potential // *Neftgazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*. — 2016. — Vol. 11, no. 4. — DOI: [10.17353/2070-5379/45_2016](https://doi.org/10.17353/2070-5379/45_2016).
- Chernova I. Y., Nourgaliev D. K., Chernova O. S., *et al.* Applying the combination of GIS tools with upgraded structural and morphological methods for studying neotectonics // *SOCAR Proceedings*. — 2021. — SI2. — P. 93–103. — DOI: [10.5510/OGP2021SI200560](https://doi.org/10.5510/OGP2021SI200560).
- Chernova I. Y., Nourgaliev D. K., Nurgalieva N. G., *et al.* Reconstruction of history of the Tatar Arch in the Neogene-Quaternary time by means of the morphometric analysis // *Oil Industry*. — 2013. — No. 6. — P. 12–15.
- Chernova I. Y., Nugmanov I. I., Dautov A. N. Application of GIS Analytic Functions for Improvement and Development of the Structural Morphological Methods of the Neotectonics Studies // *Geoinformatica*. — 2010.

- Chernova I. Y., Nugmanov I. I., Nourgaliev D. K., *et al.* DEM digital processing as applied to detection of zones of excessive fracturing and fluid dynamic activity in sedimentary cover // *Oil Industry*. — 2015. — No. 11. — P. 84–88.
- Filosofov V. P. Fundamentals of the morphometric method of searching for tectonic structures. — Publishing House of Saratov University, 1975. — P. 232.
- Goguzeva E. I., Popov D. D., *et al.* Report on the results of seismic exploration in the Angara-Ilim interfluvium on the Zayarskaya area in the Irkutsk region. — Moscow : Rosgeolfond, 2009. — P. 495.
- Golodovkin V. D. Tectonic structure of the Stavropol depression according to morphometric analysis data // *Geology, geochemistry, geophysics*. «Kuibyshev Research Institute of Oil Industry». Vol. 27. — Kuibyshev Research Institute of Oil Industry, 1964.
- Kontorovich A. E., Melnikov N. V., Vorobyov V. N., *et al.* Oil and gas basins and regions of Siberia. Issue 8. Irkutsk basin. — OIGGM SB RAS, 1995.
- Lastochkin A. N. On the forms of manifestation of faults in the relief of the West Siberian Plain and the structural-geomorphological method of their detection // *Izvestia VGO*. — 1971. — No. 1. — P. 48–56.
- Lastochkin A. N. Neotectonic movements and the location of oil and gas deposits. — Leningrad : Nedra, 1974. — P. 68.
- Mel'nikov N. V., Mel'nikov P. N., Smirnov E. V. The Petroleum Accumulation Zones in the Geological-Prospecting Regions of the Lena-Tunguska Province // *Russian Geology and Geophysics*. — 2011. — Vol. 52, no. 8. — P. 1151–1163.
- Muzichenko N. M. Modern tectonics of coal deposits of the Volgograd-Saratov Volga region in connection with the assessment of their oil-bearing potential // *Materials on the tectonics of the Lower Volga region*. — Leningrad : Gostoptekhizdat, 1962.
- Nezhdanov A. A., Smirnov A. S. Fluidodynamic interpretation of seismic exploration data. — Tyumen : Tyumen Industrial University, 2021. — 286 p.
- Nugmanov I. I., Chernova I. Y. Effects of neotectonic activity on the distribution of petroleum deposits in space (by the example of the Volga-Ural petroleum and gas province) // 15th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2015. *Geology, Mineral Processing, Oil & Gas Exploration*. — 2015.
- Nurgaliev D. K., Chernova I. Y., Bildanov R. R., *et al.* Neotectonic factors of oil deposits location in the Volga-Vyatka region // *New ideas in geology and geochemistry of oil and gas*. — Moscow : Moscow State University, 2004. — P. 367–368.
- Nurgaliev D. K., Khasanov D. I., Chernova I. Y., *et al.* Scientific Foundations of Modern Technology for Forecasting Oil and Gas Potential of Territories // *Scientific Notes of Kazan University, Natural Sciences Series*. — 2009. — Vol. 151, no. 4. — P. 192–202.
- Smirnov A. S., Vakhromeev A. G., Kurchikov A. R., *et al.* Identification and Mapping of Fluid-Saturated Anisotropic Cavern-Cracked Collectors of the Kovyktinsky Gas-Condensate Deposit // *Geology, Geophysics and Development of Oil and Gas Fields*. — 2019. — No. 5. — P. 4–12. — DOI: [10.30713/2413-5011-2019-5\(329\)-4-12](https://doi.org/10.30713/2413-5011-2019-5(329)-4-12).
- Vakhromeev A. G., Gorlov I. V., Smirnov A. S., *et al.* Neotectonic stage of activation of the marginal region of the Siberian craton as the final phase of the formation of the Kovykta oil and gas accumulation zone // *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from the ocean to the continent): Proceedings of a scientific conference*. Issue 15. — Irkutsk : Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2017. — P. 26–29.
- Vakhromeev A. G., Smirnov A. S., Mazukabzov A. M. The Upper Lena Arched Uplift is the Main Object of Preparing a Resource Base of Hydrocarbons in the South of the Siberian Platform // *Geology and mineral resources of Siberia*. — 2019. — Vol. 39, no. 3. — P. 38–56. — DOI: [10.20403/2078-0575-2019-3-38-56](https://doi.org/10.20403/2078-0575-2019-3-38-56).
- Yudovich Y. E., Ketris M. P. Relationships of Carbon Isotopes in the Sedimentary Shell and the Biosphere: Four Scenarios // *Biosphere*. — 2010. — Vol. 2, no. 2. — P. 231–246.
- Zlatopolsky A. A. Program LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis) automated linear image features analysis-experimental results // *Computers & Geosciences*. — 1992. — Vol. 18, no. 9. — P. 1121–1126. — DOI: [10.1016/0098-3004\(92\)90036-Q](https://doi.org/10.1016/0098-3004(92)90036-Q).

EXPRESS METHOD OF FIELD MEASUREMENTS TO CREATE A THREE-DIMENSIONAL MODEL OF AN ICE FORMATIONS

S. V. Pisarev^{*,1} , A. P. Vergun² , A. I. Berkut³ , F. P. Morozov⁴ , P. A. Morozov⁴ , and P. L. Vorovsky³ 

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

²Faculty of Geography at Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

³LLC "Company VNIISMI", Moscow, Russia

⁴Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

* **Correspondence to:** Sergey V. Pisarev, pisarev@ocean.ru.

Abstract: This article describes a new, efficient, and quick method for conducting field measurements to create a three-dimensional model of ice formations. The method involves the use of a total station geodetic instrument, a powerful LOZA georadar, and an unmanned aerial vehicle with a camera. The technique is especially useful for measuring unstable ice formations with horizontal dimensions ranging from 50 to 300 meters. Examples of applying this method during winter fieldwork on the Sakhalin Island's eastern shelf in 2019 are provided.

Keywords: field measurements of ice characteristics. ice formations, 3-dimensional model, georadar LOZA, unmanned aerial vehicle.

Citation: Pisarev, S. V., A. P. Vergun, A. I. Berkut, F. P. Morozov, P. A. Morozov, and P. L. Vorovsky (2024), Express Method of Field Measurements to Create a Three-Dimensional Model of an Ice Formations, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3008, EDN: ALPCXQ, <https://doi.org/10.2205/2024es000911>

Introduction

When designing structures in the sea covered by ice, it is necessary to take into account the ice loads that may be applied to the structures. In order to calculate these ice loads, a significant amount of information is required, including information about the morphometric characteristics of ice formations (IFs) – their geometric dimensions, the relief of their upper and lower surfaces, their thickness, and so on. An IF is understood to be an element of the ice cover that is characterized by a specific set of features – for example, ice fields, ice ridges, floebergs, rubble fields, and icebergs [GOST R 58283-2018, 2018; *World Meteorological Organization (WMO)*, 2014].

The most frequently used modern method for measuring the relief and the dimensions of the upper (above the water level) and lower (beneath the water level) parts of the IF is the determination of the horizontal coordinates and heights of points on the IF with a distance between the points of 5 m (in some cases 2.5 m) and subsequent mechanical drilling of ice at these points to measure ice thickness. Coordinates are determined in the local coordinate system associated with a concrete IF. The relief of the IF surfaces is determined relative to the water level in the ice hole drilled at the zero point of the local system of coordinates [Mironov, Ye. U. et al., 2015].

If thermal drilling is used during the period of time that was spent on mechanical drilling, then, since thermal drilling is faster, more ice holes can be drilled and thus potentially obtain more detailed information about the thickness of the IF. It should be noted that the equipment for performing thermal drilling weighs 100–200 kg, which is about an order of magnitude more than the weight of the equipment for mechanical drilling. The personal experience of the authors of this article indicates that moving thermal drilling equipment among ice ridges requires considerable time.

The surface topography of the ice sheet can be determined more accurately using a geodetic laser scanning system, while the underwater topography can be measured using

RESEARCH ARTICLE

Received: 27 March 2024

Accepted: 13 May 2024

Published: 16 August 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/>).

systems that use side-scan sonars. [Mironov, Ye. U. et al., 2015]. Laser scanner and side-scan sonar measurements require several hours of continuous operation because of the methods of measurement used by these devices themselves, the need to change the position of the scanner and sonar in order to measure the entire ice field, as well as the need to drill new ice holes at each new position of the sonar. If it is necessary to stop the measurements because, for example, the ice field has been destroyed, the evacuation of the scanner and the sonar to a more stable platform (a ship or shore) must be done carefully and cannot be completed within less than 15 to 20 minutes. In addition, both devices are quite heavy (several dozen kilograms) and expensive (10 million Russian rubles or more). During the work, both devices usually require an electrical generator, which further adds to the weight of the devices if they need to be quickly evacuated.

When using a laser scanner, there is an additional difficulty due to the scanning of the surface occurring in a horizontal direction and within the line of sight of the scanner. Therefore, in order to scan a hummock with a ridge that is taller than the scanner on a tripod, it is necessary to scan it from at least two different sides. If the ice cake (or small ice cake, thin young ice or open water), is close to one side of the hummock, it is not possible to install the scanner there. This means that it is also not possible to measure the complete topography of the ridge in such cases.

When the authors of this article carried out field winter ice surveys on the eastern shelf of Sakhalin Island in 2016, it turned out that 80% of the largest, in terms of volume, IFs in this area were hummocky or layered first-year ice with horizontal sizes of 50–300 m only. The landing to the such IFs from icebreaker, for performing a set of measurements, has always been accompanied by the risk of a quick split of the IF due to the difference in the drift vectors of the ship and ice [Pisarev, 2016]. In order, on the one hand, to ensure that three-dimensional (3D) IF models are created with maximum accuracy, and, on the other, to be able to, if necessary, quickly evacuate the measuring equipment from an ice floe in case of emergency, in 2019, when studying the IFs of the eastern Sakhalin shelf again, a new, extremely effective express method of measurements was implemented.

In this article, we will briefly describe how field measurements were conducted on drifting IFs, how the results were processed, and provide several examples of three-dimensional models of the IFs studied on the eastern shelf of Sakhalin in the winter of 2019.

Field Measurements

During field work in 2019 on the eastern shelf of Sakhalin Island among the drifting ice, the IFs of the largest volumes were selected. High-resolution satellite images analyses, visual observations from a helicopter, from an unmanned aerial vehicle (UAV) and from the icebreaker's navigation bridge were used for the selection. Unfortunately, even the largest local IFs were potentially unstable. The first cause of instability is a collision, sometimes leading to a split, of the selected IF with the icebreaker and (or) other surrounding ice floes. The second reason is the swell, which on some days spread from the ice-free Pacific Ocean and destroyed the IF on which the measurements were carried out (Figure 1, right).

After a group of specialists with equipment was landed on the selected IFs, a wide range of measurements of various characteristics of the ice and the water column under the ice was carried out. In relation to the topic of this article, five main devices were used to measure the 3D characteristics of a selected IF – a set of geodetic milestones (see Figure 1 (right), Figure 2), a 50 m long topographic tape measure, a Kovacs ice drilling equipment, a total station Sokkia SET230 RK3, a ground penetration radar (GPR) LOZA B and a UAV DJI Phantom 4 PRO.

The surface of each selected IF was marked by geodetic milestones with a step of 5 m. (The markup was carried out in full accordance with [Mironov, Ye. U. et al., 2015]). As a rule, the area covered by milestones was smaller than the entire IF because of two main reasons. Firstly, frequent cracks in the ice at the edge of the IF made it impractical to stay in that area for any significant period of time. Secondly, it was unsafe to stay for an extended



Figure 1. The most voluminous IF among the 22 investigated during the 2019 winter expedition was numbered 18 and was moored to an icebreaker on its starboard side. Length of the icebreaker is 73 meters and its beam athwartships is 15.5 meters. A photo was taken using a UAV (left). A crack on the IF numbered 14 formed due to swell arriving through drifting ice from the ice-free Pacific Ocean (right).

period near the ice anchors that the icebreaker used to moor to the IF. At each IF, two to four thick wooden logs, installed almost vertically into holes drilled into the ice, served as ice anchors (Figure 1). When we worked on three of the twenty-two IFs we surveyed, the load on the mooring ropes became so great that the logs snapped and flew apart in unpredictable directions. However, we determined the boundaries of each IF by measuring the coordinates of a station rod with an ejector at several points along the boundary.

In the case that an ice ridge existed on the selected IF, rows of geodetic milestones were laid perpendicular to the ridge at its intersection point. One of the lines was laid in the place of the maximum heights of the ice ridge. Each milestone received its own unique number. The letters in the number designate a number of milestones located approximately parallel to the moored icebreaker or ice ridge under study, although the number designates milestones in a direction perpendicular to the icebreaker or ridge. Part of the IF, covered with milestones, formed a geodetic polygon (Figure 2).

After marking the geodetic polygon, a total station survey was conducted. The purpose of the survey was to determine the height of the IF at the points where milestones were installed and build a map for the placement of milestones in a local coordinate system. A total station was placed on flat ice, which was labeled as the zero of horizontal coordinates within the local 3D coordinate system related to the specific IF. At the site where the total station was mounted, an ice hole was created with an auger bit to the water line, and a vertical zero mark was attached to the water level within the hole in the local 3D coordinate system. Subsequently, the local positions of each point where geodetic milestones were installed, as well as additional points along the perimeter of the IF and the locations where 3–5 identification markers were placed for UAV photography, were identified. Sheets of bright, non-white building insulation measuring 20×20 cm were fixed to the IF surface as identification marks. At each installation point, mechanical drilling was used to determine the ice thickness.

The work listed in this section, with the exception of determining the coordinates of identification marks, is not directly related to the express method we propose, but it is the most frequently used [Mironov, Ye. U. et al., 2015] for creating a 3D model of the IF. During the 2019 expedition, we used the most frequently used method only because we were not yet completely confident in the effectiveness of our new express method.

The implementation of our new method involves performing only part of the work above – installing a total station and installing two extreme milestones along each line, with determining their coordinates and the thickness of ice in those coordinates using mechanical drilling. Then, determining the coordinates for identification marks and other points along the boundary of the IF is done.

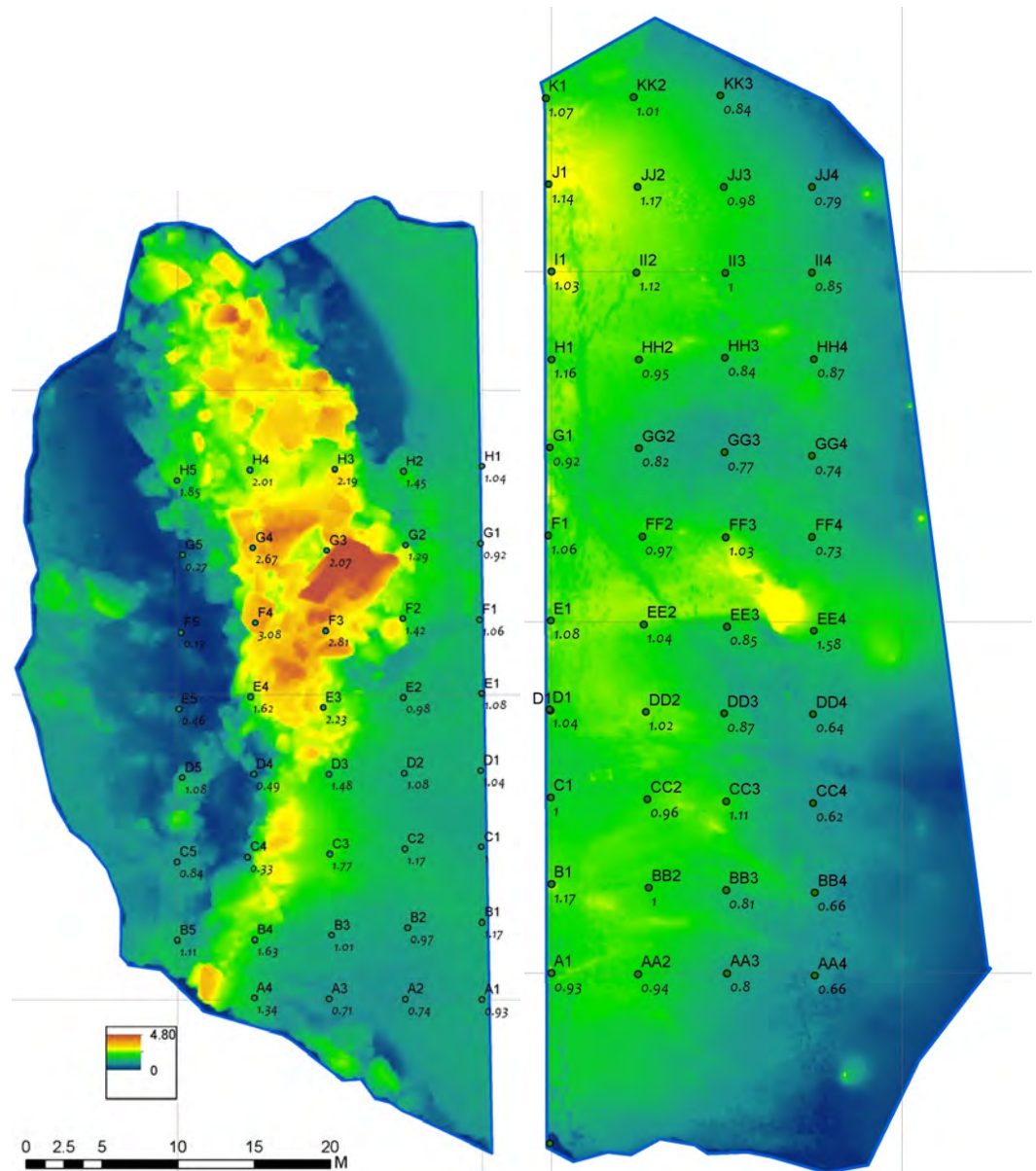


Figure 2. Surface topography of IF number 18: A set of measurements was carried out on this thick IF over two days, and the results are shown separately for the hummocky part (left) and flat part (right). Dots indicate the positions of milestones. Letters and numbers above the dots are the identification numbers of the milestones of the polygons, while the numbers below the dots indicate the heights in the local coordinates determined using a total station. Color indicates the height determined by the UAV.

Our new method suggests using an UAV instead of a total station or laser scanner to measure the topography of the IF. UAVs have been used for almost 10 years in industrial and scientific activities when performing topographic, geodetic, cadastral works, as well as engineering and geodetic surveys. When processing data from UAVs, a well-tested complex of photogrammetric works is being performed to obtain a digital terrain model. An example of the application of a well-known method using UAVs and photogrammetry to determine the relief of the upper surface of sea ice is well presented in [Borodkin *et al.*, 2018]. We used UAV for our purposes following the algorithms developed in geodesy and cartography. To obtain a series of photographs of the surface of each of the measured IFs, we performed UAV flights in manual mode, at an altitude of 80–100 m with a photographing

frequency of 30 frames per minute and with an overlap of images by 60–80%. The UAV camera has always been aimed strictly at the nadir. UAV takeoffs and landings were carried out both from the ice surface and from the deck of the icebreaker. The duration of flights in all cases did not exceed 15 minutes.

A continuation of the application of our new method was the measurement of ice thickness using the GPR LOZA B along each row of geodetic milestones and in the middle lines between them. The spatial resolution of the GPR measurements was 0.2 m along the rows of milestones, and 2.5 m between the rows. The characteristics of the sea salt ice thickness meter, GPR LOZA, which is new for ice researcher, and the experience of successful use are detailed in [Morozov *et al.*, 2021]. In areas with great variation in ice topography, we found it helpful to take additional mechanical thickness measurements to verify our GPR readings.

Data Processing

Based on the results of the UAV survey, a digital elevation model (DEM) was created for every IF using Agisoft PHOTOSCAN. DEM is a collection of heights taken at the nodes of a certain network of points with coordinates and encoded in numerical form. The method for processing UAV survey data is described in detail in literature [Eltner *et al.*, 2016; Koci *et al.*, 2017]. Based on our measurements in 2019, we created DEMs for the IFs first with a step size of 0.1 meters vertically and horizontally.

The technique for processing GPR measurements using the program package supplied with it is described in [Morozov *et al.*, 2021]. The GPR measurement area was smaller than that covered by the DEM, as the radar survey was only carried out within the established geodesic milestones.

It is necessary to note that, since the dielectric constant of sea ice is 5–6 and that of air is 1, the direction of the probing beam from the GPR towards the lower hemisphere is determined. The cone angle of this diagram can be calculated by taking the arcsine of 1 divided either by the refractive index or by the square root of the dielectric constant in the medium. For the diagram of GPR LOZA, the angle is 26 degrees [Morozov *et al.*, 2021], and the diameter of the integral reflection area, with an average ice thickness of 9.2 meters, such as for IF 18, exceeds 2.5 meters.

Taking into account the size of the reflection zone, it was decided to increase the distance between GPR measurements along the rows of geodetic milestones from 0.2 m to 1 m. The horizontal spacing of the DEM was also increased from 0.1 m to 0.5 m. Then, using standard two-dimensional linear interpolation from the MATLAB data processing software, the ice thickness measured by-GPR were transferred to the coordinate grid of DEM points. After that, the heights of the initial DEM at grid nodes were subtracted from the measured ice thickness at these same nodes. As a result, the DEM was taken as the surface portion of the 3D IF model, and the measured thickness minus the DEM height was taken as underwater part of IF.

Examples of the 3D Models of the IFs

As can be seen in Figure 1 (left part) and Figure 2, IF 18 consists of a flat and hummocky area. Due to the large average ice thickness of IF 18 (9.2 m), the application of the most frequently used method for determining ice thickness through mechanical drilling had to be done over two work days. It was decided to present the surface features and 3D models of each area separately in Figure 2, 3, 4, 5.

The reader familiar with the characteristics of the ice on the eastern shelf of Sakhalin Island knows that the oldest and thickest ice there is first-year one. Even in severe winters, the thickness of such smooth ice does not exceed 1.2 meter [Astafyev *et al.*, 1997]. Therefore, it's strange that the flat portion of IF 18 has a thickness of about nine meters (Figure 3, 4, 5). This large thickness of IF 18 can be explained by the fact that it consists of layered, first-year ice.

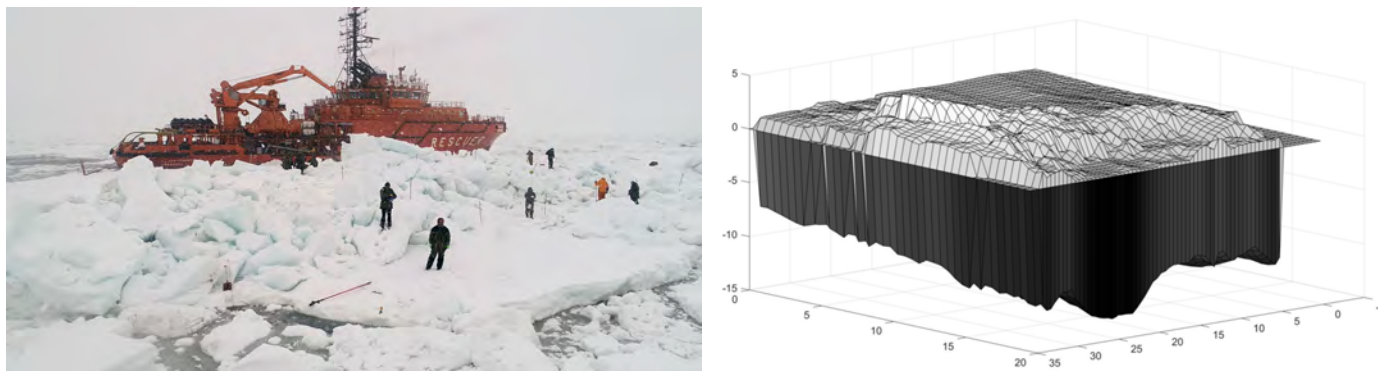


Figure 3. View from a UAV of the hummocky part of IF18 (left). 3D model of IF18 from one of the possible viewing angles (right). In a 3D image, 1 m vertically is equal to 10 m horizontally. The horizontal surface corresponds to sea level. View of the IF18 3D model from approximately the same angle as in the photo on the left.

Depicted as a monolith in the 3D model, the flat part of IF 18 actually consists of more than ten compressed layers of first-year ice blocks. The horizontal dimensions of the blocks are tens of times larger than their vertical dimensions. These layers can be seen in GPR measurements, photographs taken by remotely operated underwater vehicles, and in ice core structures. [Morozov *et al.*, 2021; Pisarev and Tsvetsinskiy, 2021].

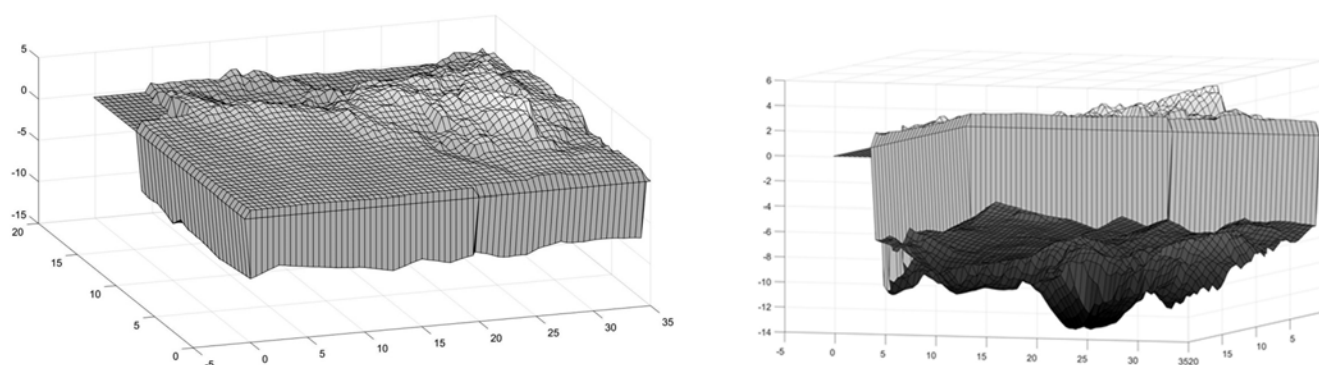


Figure 4. 3D model of IF 18. In the figure, 1 meter vertically is equal to 10 meters horizontally. The horizontal surface corresponds to sea level. Views of IF18 from the sides of the beginning of GPR profile measurements (Figure 2, left) and from the side of an icebreaker (Figure 1, 3, 5, left). The images in the current figure differ only due to the choice of different sea level slope angles.

An experienced ice observer can identify IF of layered first-year ice among the floes of regular, one-layer first-year ice due to its abnormally high surface position above sea level. The finding that many of the largest IF on the eastern shelf of Sakhalin Island are made up of layered first-year ice is an important discovery from our expeditions in 2016 and 2019. [Pisarev and Tsvetsinskiy, 2021]. However, a more detailed description of the properties of layered first year ice and the possible reasons for its formation are beyond the scope of this article.

The 3D model of the part, consisting of hummocks, of IF 18 also looks unusual in the case that such a shape was created as a result of only the ridging process. (Figure 3, 4, 5). Although the keel of the ridge is noticeable (the maximum thickness, according to both mechanical drilling and GPR, is slightly more than 14 meters), in general, it seems that the layering process played an essential role in creating the volume of IF.

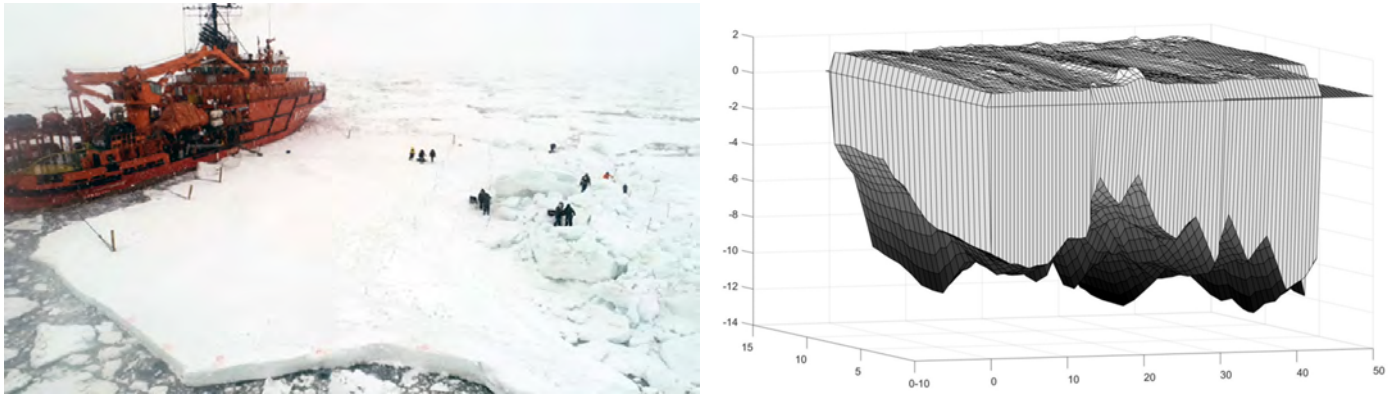


Figure 5. The view from a UAV of the flat part of IF 18 (left). A 3D model of IF18 from one of the possible viewing angles (right). In a 3D image, 1 meter vertically is equal to 10 meters horizontally. The horizontal surface corresponds to sea level. The horizontal axis from -10 to -50 meter is located parallel to the icebreaker in [Figure 1](#) (left) and the left part of [Figure 5](#).

Conclusions

The first advantage of our express method compared to the more widely used one is its ability to quickly remove our light instruments from a collapsed ice field. When implementing our method to build a 3D model of IF, each specialist performing measurements on an unstable IF had no more than 5–10 kg of measuring equipment with him. Each specialist could dismantle their equipment in 1–3 minutes and quickly evacuate aboard the icebreaker.

Another method, which was mentioned earlier in this article [[Borodkin et al., 2018](#)] and which, like our method, can be defined as new, also involves the use of an UAV to build the relief of the upper part of the IF as part of creating a 3D model. However, to measure the lower part of the LO, this new method involves the use of a round-scan sonar. The sonar was lowered using a tripod and a hand winch on a steel cable to a depth of up to 95 m through pre-drilled holes with a diameter of 0.5 m located evenly along the perimeter of the studied ice object at a distance of up to 60 m. The survey through the one hole covers a circle with a radius of 100 m, in the center of which there is a sonar. Survey from a single point without taking into account preparatory work, such as drilling an ice hole, deploying and configuring equipment, takes, according to the authors, 1.5 hours. According to our estimates, before the sonar begins its measurements at a depth in the water column, the entire complex of equipment preparation will take at least 2 hours. The evacuation of the sonar itself and heavy auxiliary equipment from the measuring point will take about one hour in the most favorable case. In general, the method of creating a 3D model using UAVs and round-scan sonar is definitely not suitable for rapid evacuation, and, it seems, that this method is not as fast as the one we propose in this article.

Thanks to the smaller volumes of mechanical drilling and the measurements of coordinates for geodetic markers, our express method, along with providing the possibility of rapid evacuation, also saves time when measuring a specific IF. The amount of time that can be saved varies depending on various factors in expeditionary work, and it may not be possible to calculate in advance for all possible situations. As an example, let's estimate the time savings for working on IF 18, which has already been discussed here.

During measurements at IF18, in order to implement the most frequently used measurement method, 82 geodetic milestones were installed and their three-dimensional coordinates determined. In addition, the coordinates of 17 more points along the boundary of the IF and 5 identification marks for referencing UAV images were also determined.

The use of our express method in this part of fieldwork allows us to reduce the number of milestones on the geodetic polygon from 82 to 27. Although this involves the measurement of local coordinates for the remaining 5 identification marks, it does save

time by avoiding the need to install and determine the coordinates for 39 additional points on the IF18 geodetic polygon. Assuming the qualifications of two surveyors, this saves 2.8 hours of measurement time (or approximately 50% of the total time spent measuring local coordinates on the geodetic polygon).

To measure the thickness of the ice using mechanical drilling, 390 running meters were drilled in the hummocky area of IF 18 and 357 running meters in the flat area. The total time spent on drilling simultaneously by two qualified teams of three people was approximately 12 hours of continuous work. At the same time, two specialists used a GPR to measure 15 profiles in the hummocky area and 21 in the flat area. About 3 hours were spent taking measurements along these profiles. Most of the time was spent on measuring the ice thickness with the GPR from the top of the ice blocks that form the hummocks. Measurements with the LOZA B GPR, with control drillings at the start and end of each second profile, can reduce drilling time by about 50%. Drilling at a single control point for each second profile, as experience with GPR measurements has shown, is also sufficient, allowing for a time savings of about 75%.

As a result, using our express method for performing measurements in order to create a 3D model of ice formation for IF18 allow us to spend approximately 4 hours instead of 12 hours when using the most frequently used method.

Acknowledgments. This research was supported by the State Task of the Shirshov Institute of Oceanology FMWE-2024-0016 and RSF grant of Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation No. 22-12-00083 “Deep GPR: theory, methods, experiment”.

References

- Astafyev, V. N., G. A. Surkov, and P. A. Truskov (1997), *Ice ridges and stamukhas of the Sea of Okhotsk*, 208 pp., Progress-Pogoda, St. Petersburg (in Russian).
- Borodkin, V. A., A. S. Paramzin, and S. V. Khotchenkov (2018), Joint use of a multicopter-type unmanned aerial vehicle and a round-view sonar to create a three-dimensional digital model of the relief of an ice object, *Russian Polar Research*, 34(4), 31–35 (in Russian), EDN: [THMFJF](#).
- Eltner, A., A. Kaiser, C. Castillo, G. Rock, F. Neugirg, and A. Abellán (2016), Image-based surface reconstruction in geomorphometry - merits, limits and developments, *Earth Surface Dynamics*, 4(2), 359–389, <https://doi.org/10.5194/ESURF-4-359-2016>.
- GOST R 58283-2018 (2018), *Petroleum and natural gas industries. Arctic operations. Account of ice actions in designing the offshore platforms*, 36 pp., Standartinform, Moscow (in Russian).
- Koci, J., B. Jarihani, J. X. Leon, R. Sidle, S. Wilkinson, and R. Bartley (2017), Assessment of UAV and Ground-Based Structure from Motion with Multi-View Stereo Photogrammetry in a Gullied Savanna Catchment, *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 6(11), 328, <https://doi.org/10.3390/ijgi6110328>.
- Mironov, Ye. U., Yu. P. Gudoshnikov, and V. N. Smirnov (2015), Current methods of ice studies and explorations on the shelf of the Arctic Seas, *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 103(1), 57–68 (in Russian), EDN: [TXNZVX](#).
- Morozov, P. A., A. I. Berkut, P. L. Vorovsky, F. P. Morozov, and S. V. Pisarev (2021), Measuring sea ice thickness with the LOZA georadar, *Russian Journal of Earth Sciences*, 21(4), 1–9, <https://doi.org/10.2205/2021ES000767>.
- Pisarev, S. V. (2016), Winter expeditionary research in the water area of the Yuzhno-Kirinskoye field in 2016, *Russian Polar Research*, 25(3), 8–11 (in Russian), EDN: [SFDZBK](#).
- Pisarev, S. V., and A. S. Tsvetsinskiy (2021), One year old layered ice on the shelf of the Sakhalin Island. The problem of identification and a potential threat to offshore structures, in *GEOEURASIA-2021. Geological exploration in modern realities*, pp. 232–235, PoliPRESS (in Russian), EDN: [PLDRMQ](#).
- World Meteorological Organization (WMO) (2014), *WMO Sea-Ice Nomenclature*. WMO No. 259, WMO, Geneva.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ДИСТАНЦИОННЫЙ АНАЛИЗ РАЗЛОМНОЙ
ТЕКТониКИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ЕЁ РОЛИ В
РУДООБРАЗОВАНИИВ. А. Минаев^{1,*} , С. А. Устинов¹ , В. А. Петров¹ , А. Д. Свечеревский¹ , и И. О. Нафигин¹ ¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия* **Контакт:** Василий Александрович Минаев, minaev2403@mail.ru

Рассмотрены результаты комплексного анализа разломной тектоники Кольского полуострова, выполненного в региональном масштабе. На основе цифровой модели рельефа, генерализированной для различных масштабных уровней, выделены линеаменты ручным и автоматическим способами. Полученные результаты в комплексе с литературными данными позволили провести тектонофизические реконструкции с использованием модели П. Л. Хэнкока. На основе результатов данных реконструкций определены предполагаемые участки тектонических структур, обладавшие наибольшей гидравлической активностью на момент внедрения базит-ультрабазитовых массивов и дайковых комплексов пегматитовых поясов, с которыми связаны рудные месторождения дефицитных видов стратегического минерального сырья Кольского полуострова (медь, никель, хром, редкие металлы и др.). Выделены участки, перспективные на обнаружение новых рудных объектов.

Ключевые слова: Кольский полуостров, Балтийский щит, разломы, цифровая модель рельефа, дистанционное зондирование Земли, линеаменты, тектонофизика, рудные месторождения, геоинформационная система, стратегические металлы.

Цитирование: Минаев, В. А., С. А. Устинов, В. А. Петров, А. Д. Свечеревский, и И. О. Нафигин Региональный дистанционный анализ разломной тектоники Кольского полуострова и её роли в рудообразовании // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES3010. — DOI: 10.2205/2024es000918 — EDN: NOVWIX

Введение

Докембрийские щиты являются важнейшим источником многих видов минерального сырья в Арктической зоне [Волков и др., 2019]. Несмотря на хорошую изученность, территория Кольского полуострова имеет высокие перспективы на открытие новых месторождений дефицитных видов стратегического минерального сырья, как традиционных для данного региона, таких как медь, никель, хром, титан, редкие металлы, так и, например, золотосеребряных объектов, проблема поиска которых уже не одно десятилетие занимает отечественных геологов [Лобанов и Сафонов, 2012]. С учётом имеющейся хорошо развитой транспортной инфраструктуры рассматриваемого региона открытие новых рудных объектов позволило бы внести значительный вклад в расширение минерально-сырьевой базы Арктической зоны Российской Федерации.

Известна связь руд Кольского полуострова с локальными магматическими архей-протерозойскими интрузиями [Пожиленко и др., 2002; Самсонов и др., 2019]. Наряду с этим авторы настоящей статьи разделяют мнение М. Т. Козлова [Козлов, 1979] о контроле интрузивных процессов разрывной тектоникой за исключением широких площадных фронтов гранитизации и мигматизации. Таким образом, мы можем говорить о разрывной тектонике как об одном из важнейших рудоконтролирующих факторов применительно к изучаемой территории.

<https://elibrary.ru/novwix>

Получено: 15 апреля 2024 г.

Принято: 7 июля 2024 г.

Опубликовано: 21 августа 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

Несмотря на то, что Кольский полуостров с маломощным чехлом четвертичных отложений, залегающих непосредственно на породах фундамента имеет благоприятные условия для исследования разрывных структур, авторами статьи найдены лишь единичные литературные источники, детально описывающие архей-протерозойский каркас разрывных нарушений для всего региона. По большей части проведенные работы сосредоточены на изучении его локальных участков [Sim et al., 2011] или же посвящены четвертичной геодинамике [Николаева и Евзеров, 2018]. Это можно объяснить отдалённостью во времени интересующего нас отрезка геологической истории и мощными геодинамическими процессами в голоцене и плейстоцене. Однако результаты исследований М. Т. Козлова [Козлов, 1979] указывают на возможность выявления древнего каркаса разрывных нарушений Кольского полуострова с использованием комплекса геолого-морфоструктурных методов. Кроме того, С. В. Шварев указывает на высокую степень наследования морфолинеаментами архейско-протерозойских структур [Shvarev, 2022]. Эти обстоятельства побудили авторов настоящей статьи попытаться проанализировать каркас древних разрывных нарушений Кольского полуострова с применением комплекса современных методов обработки данных дистанционного зондирования Земли и тектонофизических реконструкций. Полученные результаты позволили составить схему потенциально перспективных участков на обнаружение рудных объектов.

Объект исследований и краткая история его геологического развития

Район исследований – Кольский полуостров (рис. 1) – расположен в пределах северо-восточной части Балтийского докембрийского щита. На сегодняшний день не существует общепринятой модели архейской эволюции Кольского кратона [Mints and Dokukina, 2020]. Авторы статьи придерживаются представлений, изложенных в работах М. В. Минца и соавторов [Минц и др., 1996; Mints and Dokukina, 2020]. Предполагается, что формирование литосферы изучаемого региона произошло в интервале приблизительно 3,5–2,8 млрд лет в результате объединения нескольких изначально разобщённых микроконтинентов. Об этом свидетельствуют и индивидуальные черты строения архейских блоков Кольского полуострова [Sim et al., 2011].

Границы древнейших микроконтинентов фиксируются протяжёнными зеленокаменными поясами северо-западного простирания. Примером такой структуры может служить пояс Колмозеро-Воронья, известный редкометалльными пегматитовыми полями палеопротерозойского возраста (2,45–2,3 млрд лет) [Морозова и др., 2020]. Временной отрезок, соответствующий образованию пегматитовых жил, маркирует следующий важнейший этап истории Кольского полуострова – время функционирования каналов циркуляции рудоносных флюидов, сформировавшихся в результате активации сдвиговых движений по зонам архейского заложения.

Раннепротерозойский период (2,5–1,7 млрд лет) ознаменовался поднятием мантийного плюма, воздыманием аркогенного поднятия, и, как следствие, раскрытием интракратонных рифтовых зон северо-западного простирания таких как Печенга-Имандра-Варзугская [Пожиленко и др., 2002]. К палеорифтовым зонам приурочены рудоносные (Cr, Cu, Ni, ЭПГ, Pd) расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы раннего рифтового этапа (2,49–2,4 млрд лет) – Мончегорский плутон, Федорово-Панский комплекс, никеленосные габбро-верлитовые комплексы позднего этапа (2,2–1,9 млрд лет) [Орсов, 2011].

Отрезок 1,9–1,7 млрд лет относят к коллизионному этапу с преобладанием тангенциальных напряжений. С этим этапом связывается формирование складчато-надвиговых структур.

Позднепротерозойский период (1,65–0,65 млрд лет) развития региона являлся платформенным. В течение него формировались континентальные отложения, шельф и континентальный склон.

Палеозойский период ознаменовался тектоно-магматической активизацией, связанной с герцинским тектоногенезом на северо-западе Балтийского щита. Результатом этой активизации стало проявление щелочно-ультраосновного магматизма и внедре-

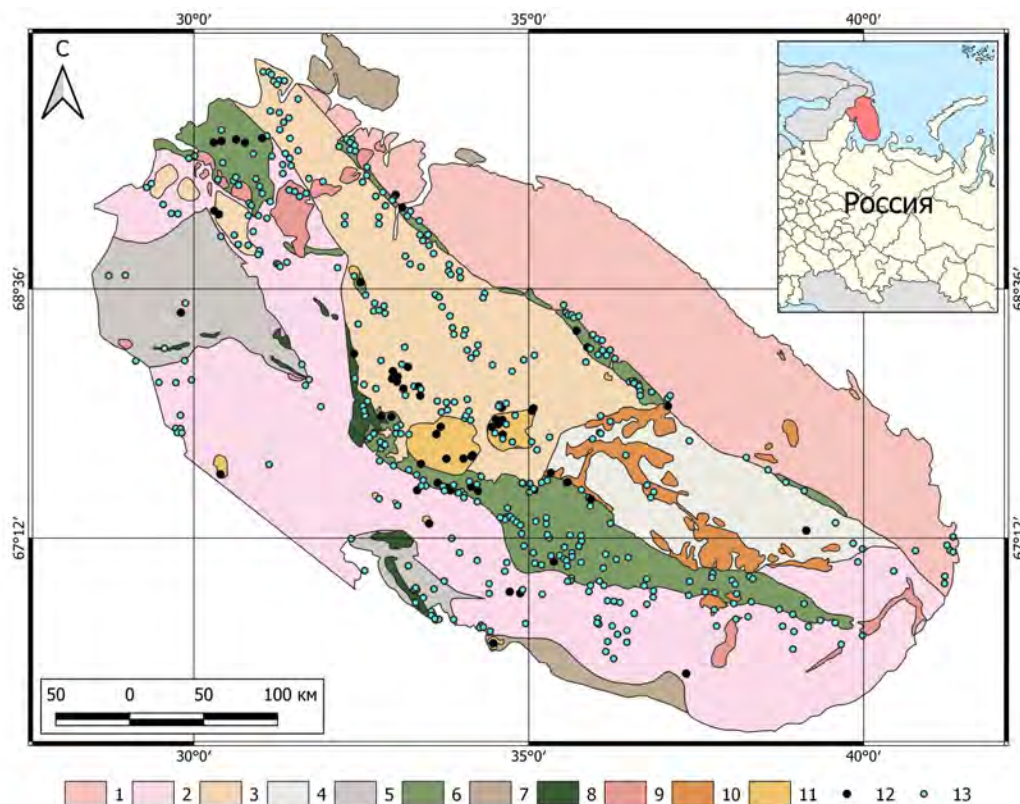


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кольского полуострова масштаба 1:500 000 (составлена по материалам [Геологическая карта Кольского региона, 2001; Государственная геологическая карта, 2007; Государственная геологическая карта, 2008; Государственная геологическая карта, 2012a; Государственная геологическая карта, 2012b]). 1 – архейские гранито-гнейсы Мурманского блока; 2 – амфиболовые гнейсы Беломорского блока; 3 – архейские тоналиты и алюмо-гнейсы Кольско-Норвежского блока; 4 – архейские алюмо-сланцы, гнейсы и кварциты Кейвского блока; 5 – архейские гранулиты; 6 – протерозойские осадочно-вулканогенные комплексы; 7 – протерозойские осадочные породы; 8 – массивы анортозитов и габбро-анортозитов; 9 – массивы гранитов и гранодиоритов; 10 – массивы щелочных гранитов; 11 – щелочные и щелочно-ультраосновные массивы; 12 – месторождения металлических полезных ископаемых; 13 – рудопроявления и пункты минерализации металлических полезных ископаемых.

ние Ковдорского массива (378,5–372,2 млн лет), Хибинского, Ловозерского плутонов (371–362 млн лет) и других массивов. Кроме того, предположительно, в девоне происходила интенсивная эрозия. Об этом говорят высотные отметки кровли Хибинского и Ловозерского массивов составляющие 600–700 м, в то время как формирование их происходило на глубине не менее 5 км [Пожиленко и др., 2002].

Палеоген-неогеновые отложения на рассматриваемой территории отсутствуют. В позднем плейстоцене и голоцене имели место разномасштабные вертикальные тектонические движения в разных участках Кольского полуострова. В последнее время фиксируется тенденция к воздыманию региона при совокупности медленных тектонических восходящих и быстрых разнонаправленных по вертикали гляциоизостатических движений [Пожиленко и др., 2002].

Методика исследований

Линеаментный анализ территории проводился с помощью специальной методики на основе построения и обработки цифровой модели рельефа (ЦМР), предложенной и верифицированной на реальных геологических объектах сотрудниками лаборато-

рии геоинформатики ИГЕМ РАН [Устинов и Петров, 2016]. Методика эффективна даже в областях со слабо расчленённым рельефом. ЦМР территории создана с использованием открытых данных радарной интерферометрической съемки поверхности земного шара ASTER GDEM (Global Digital Elevation Model) третьей версии. При этом в работе использовались модели различных уровней генерализации – 1 км/пиксел и 250 м/пиксел для решения соответствующих по масштабу задач.

Результаты съемки представляют собой растровые изображения со значениями высотных отметок рельефа для каждого пиксела в формате GeoTIFF, содержащем метаданные о географической привязке. Линеаменты на ЦМР выявлялись с помощью разработанного с участием отдельных авторов данной статьи программного обеспечения на основе нейросетевых технологий [Гришков и др., 2023].

Общие принципы работы данного программного обеспечения основаны на фундаментальных концепциях работы нейронных сетей и направлены на извлечение наборов уникальных признаков изображения или конкретного объекта. Это достигается за счет параллельной обработки изображения в различных слоях сети с помощью чередования слоев свертки (обработка изображения локальными операциями с помощью фильтров) и сжатия (сжатие изображения, объединяя значения фильтров), а также полносвязного слоя, формирующего итог из полученных значений. В результате выделяются линеаменты в виде коротких прямых сегментов, которые могут быть проинтерпретированы в качестве так называемых «мегатрещин», оперяющих протяженную разрывную структуру [Петров и др., 2010; Ребецкий и др., 2017].

До процедуры идентификации линеаментов с помощью созданной нейронной сети для наиболее точного выделения линеаментов на этапе предварительной подготовки ЦМР применялся метод нелинейной направленной фильтрации изображения. В данном исследовании направленная фильтрация использовалась для улучшения границ градиентного перехода между значениями пикселей с целью выделения определенных характеристик изображения на основе их частоты, связанной со структурными особенностями территории. Направленная фильтрация изображения, в соответствии с общеизвестными методиками [Enoh et al., 2021; Paplinski, 1998; Suzen and Toprak, 1998], производилась по четырем основным направлениям: С–Ю (0°), СВ–ЮЗ (45°), В–З (90°), ЮВ–СЗ (135°) с построением соответствующих схем теневого рельефа с целью подчеркнуть все возможные ориентировки выделяемых на изображении структур.

В исследовании также применялась методика выделения и заверки крупных разрывных зон, которая была предложена Д. В. Сивковым и соавторами [Сивков и др., 2020]. В её основе лежит анализ пространственного положения и создания схем плотности непротяженных линеаментов, выделяемых автоматически различными программными средствами. Для каждого линейного сегмента выделенных с помощью нейронной сети линеаментов (на основе ЦМР с разрешением 1 км/пиксел) нами рассчитан и присвоен в виде атрибута истинный азимут его простирания. На основе этого атрибута проведено ранжирование линеаментов по классам и построены восемь схем относительных удельных плотностей линейных объектов с шагом в $22,5 \pm 11,25^\circ$.

В англоязычной литературе, в соответствии с теорией разломообразования Е. М. Андерсона, выделяются три основных типа разломов: сбросы, сдвиги и надвиги [Anderson, 1905].

К настоящему времени сложилась ситуация, когда большинство специалистов в области изучения разломной тектоники допускают отрывной характер разрушения горных пород, но для описания кинематики смещения по образованному разрыву используют в основном сдвиговое перемещение (с позиций механики). Сдвиговая составляющая установлена в настоящее время и практически во всех рифтах мира (как древних, так и современных) [Уткин и др., 2016].

Для реконструкции параметров регионального поля напряжений-деформаций (ПНД), кинематики основных разломов и стадий формирования каркаса разрывных структур на основе интерпретации выделенных линеаментов необходимо принять одну из распространенных тектонофизических моделей формирования парагенезиса опе-

ряющих трещин магистрального разлома (основного разрывного нарушения первого порядка в масштабе площади исследования) в зоне сдвига. Для зон сдвига (до образования в них магистрального разрыва) природные картины нарушений второго порядка установлены и объяснены с позиций механики [Ребецкий и др., 2017; Семинский, 2003]. На начальном этапе в относительно однородном для определенной территории ПНД возникают кулисообразные системы трещин отрыва (одна система) и скола (две сопряженные системы). В зонах сдвига ориентировка трещин данных систем отвечает напряженному состоянию чистого сдвига [Семинский, 2003]. В случае, если на чистый сдвиг накладывается небольшое сжатие или растяжение вкрест оси зоны, напряженно-деформированное состояние может остаться близким к чистому сдвигу, но ориентировка осей сжатия и растяжения, а также связанная с ними ориентировка трещин, закономерно изменяются [Гзовский, 1975; Семинский, 2003]. Это исходное ПНД зон сдвига и трещины, возникшие в результате его действия, можно считать отвечающими 1-му этапу развития магистрального разрыва – этапу его подготовки.

Существуют различные объяснения формирования нарушений второго порядка вокруг уже активных разломов с позиций механики [Семинский, 2003; Hancock, 1985].

П. Л. Хэнкок приводит наиболее полную сводную схему рядов вторичных структур, наблюдаемых в зонах сдвига до образования в них магистрального разрыва и после его формирования [Hancock, 1985] (рис. 2). Эту модель мы использовали в качестве основной в нашем исследовании.

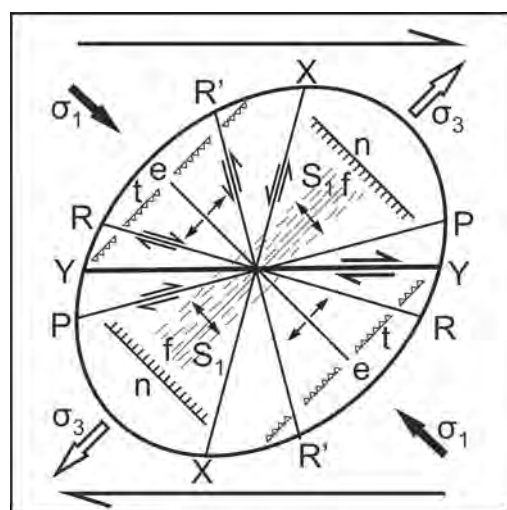


Рис. 2. Системы эшелонированных структурных элементов, образующихся в сдвиговой разломной зоне при простом скалывании [Hancock, 1985]: Y – магистральные сдвиги, R и R' – сопряженные сколы Риделя, X, P – вторичные сдвиги, e – отрывы, n – сбросы, t – взбросы, f – складки, S₁ – кливаж, σ₁ – ось максимального сжатия, σ₃ – ось максимального растяжения.

Специально для решения задач нашего исследования написано программное обеспечение (ПО) «Lineament Stress Calculator» (автор А. Д. Свечеревский, ИГЕМ РАН) для интерпретации ориентировок выделенных линеаментов по модели П. Л. Хэнкока. Разработанный скрипт позволяет автоматически анализировать линейные векторные данные, определяя и классифицируя различные типы трещин на основе их геометрических и пространственных характеристик.

На основе реконструкции ориентировки оси главных сжимающих или растягивающих усилий в регионе для каждой из зон динамического влияния разрывных нарушений возможно визуализировать сегменты структур, в различной степени предрасположенные к сдвигу, участки концентрации и рассредоточения деформаций.

Сдвиговые (τ) и эффективные (σ_n) нормальные напряжения можно рассчитать по формуле [Fuchs and Müller, 2001]:

$$\tau = \frac{S_1 - S_3}{2} \sin 2\varphi,$$

$$\sigma_n = \frac{S_1 + S_3 - P_f}{2} + \frac{S_1 - S_3}{2} \cos 2\varphi,$$

где S₁ – значение напряжений по оси максимального сжатия, S₃ – значение напряжений по оси наименьшего сжатия, P_f – флюидное давление, φ – угол между нормалью к плоскости разрывного нарушения и осью действия напряжения S₁ (рис. 3).

Тенденция к сдвигу (μ) определённого структурного элемента (сегмента) разлома может быть вычислена как отношение сдвиговых напряжений к эффективным:

$$\mu = \frac{\tau}{\sigma_n}$$

При этом наиболее гидравлически активные сегменты разрывных структур обла- дают $\mu \approx 0,6$ [Fuchs and Müller, 2001; Jaeger and Cook, 1979].

Данные подходы использованы в работе для реконструкции каркаса разрывных нарушений по структурно-геоморфологическим признакам, параметров ПНД, установления кинематики основных выявленных разломных зон, определения наиболее гидравлически активных сегментов разломов, восстановления стадийности формирования структур.

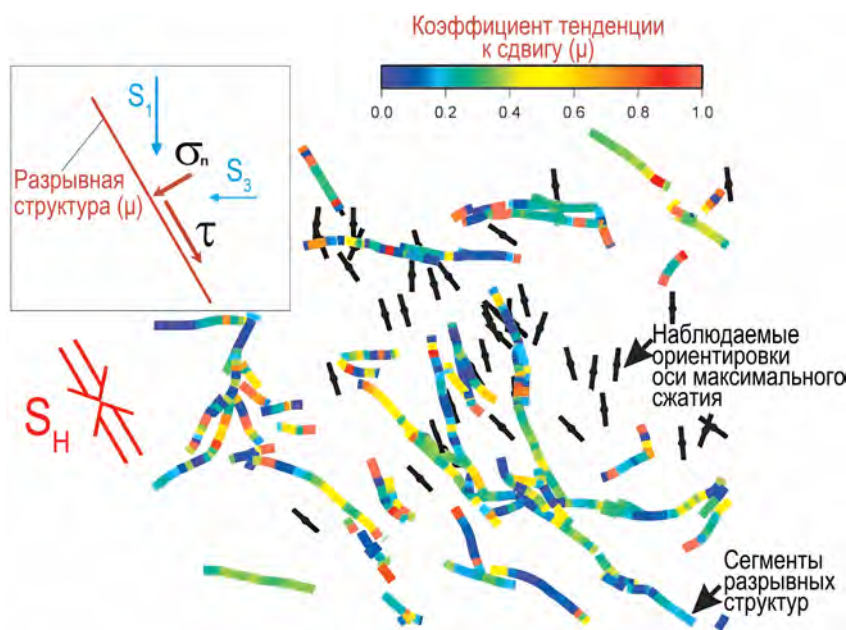


Рис. 3. Общая схема определения тенденции к сдвигу (μ) на основе комбинации ориентировок региональных анизотропных напряжений (черные символы – ориентировка оси максимального сжатия) с ориентировками сегментов разрывных структур с расчетом отношения сдвигового (τ) к нормальному напряжению (σ_n) для сегментов разломов: S_1 – ориентировка оси максимального сжатия, S_2 – ось минимального сжатия, S_H – региональная ориентировка оси максимального сжатия. Желтым и оранжевым цветами указаны сегменты, демонстрирующие наибольшую степень гидравлической активности [по Fuchs and Müller, 2001].

При этом не имея достоверной информации о величинах напряжений и флюидного давления и беря во внимание тот факт, что для формирования разлома сдвигового типа необходима значительная разница между значениями S_1 и S_3 при $S_1 > S_3$ [Зобак, 2018] мы приняли условные значения $S_1 = 70$ МПа и $S_2 = 20$ МПа. В таком случае значения сдвиговых напряжений при наших значениях угла φ достигают значения 25 МПа, что соответствует усреднённым значениям касательных напряжений для современных обстановок внутриплитового орогенеза и субдукционных областей и границ литосферных плит [Ребецкий и др., 2009]. Кроме того, при таких значениях S_1 и S_3 для нашей выборки объектов значения $\mu \leq 0,67$, что упрощает дальнейшую классификацию. Учитывая, что изменение разницы между значениями S_1 и S_3 влияет на значение μ , мы допускали гидравлически активными сегменты со значениями μ от 0,45 до 0,67. Флюидное давление в нашей модели игнорировалось как переменная, не оказывающая существенного влияния на итоговый результат. По мнению Ю. Л. Ребецкого флюидное давление составляет 0,6–0,8 от литостатического для современных областей внутриплитового орогенеза [Ребецкий, 2008].

Результаты

Как уже было упомянуто, для изучаемой территории на основе ЦМР выделены линеаменты автоматическим способом (рис. 4)

Используемый подход, учитывая высокое пространственное разрешение используемой ЦМР, позволил выделить на территории множество непротяженных линеаментов (7405 шт. для ЦМР с разрешением 1 км/пиксел и 99 698 шт. для ЦМР с разрешением 250 м/пиксел).

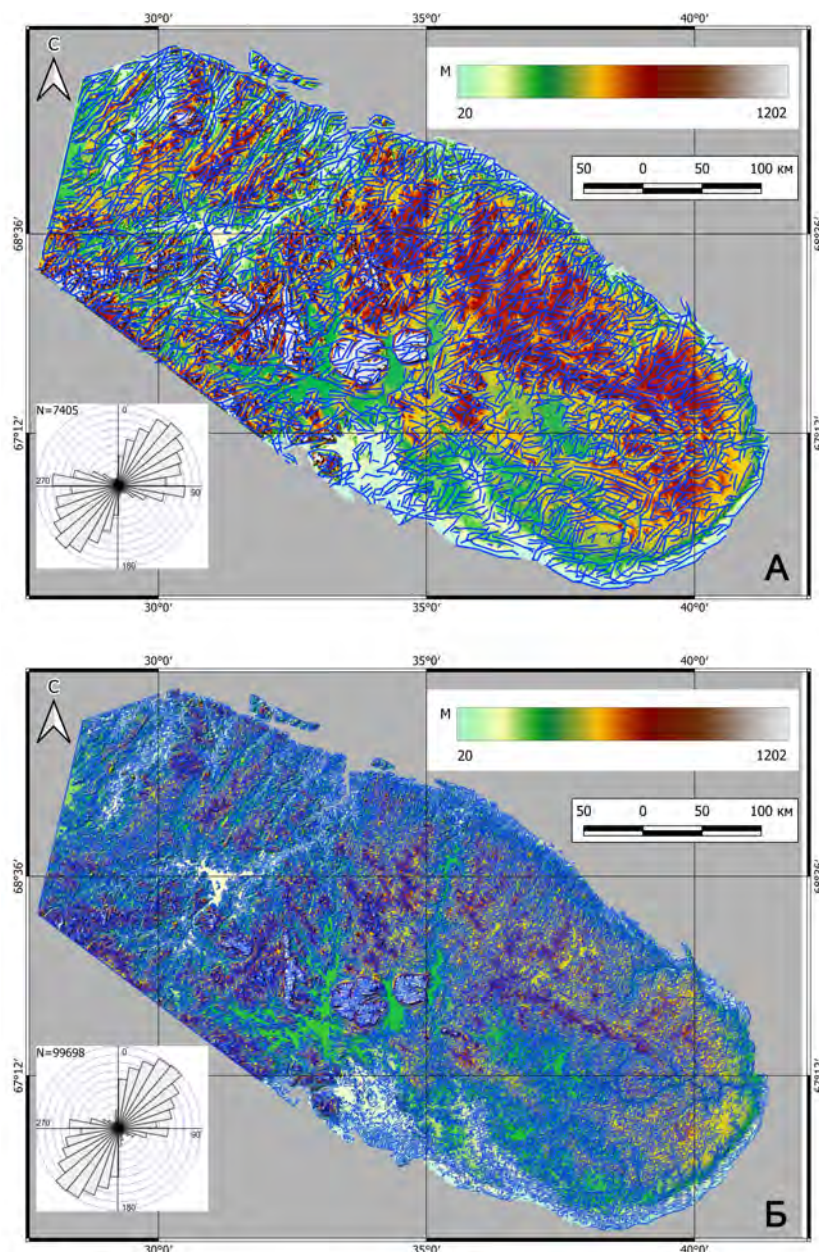


Рис. 4. Визуализированные в ГИС-среде цифровые модели рельефа с пространственным разрешением 1 км/пиксел (А) и 250 м/пиксел (Б) с выделенными созданной нейросетью линеаментами (синие линии) и розами-диаграммами их ориентировок. Цветовая шкала отражает высотные отметки рельефа. N – количество линеаментов.

Далее изучены существующие карты регионального масштаба, на которых вынесена информация о местоположении разрывных нарушений. Государственные геологические карты миллионного масштаба (листы R-(35)36; R-(37)38; Q-(35)36; Q-(37) [Геологическая карта Кольского региона, 2001; Государственная геологическая карта,

2007; Минц и др., 1996; Mints and Dokukina, 2020] содержат весьма ограниченную информацию о каркасе разрывных нарушений (рис. 5А). На карте явно видны главные магистральные разломы северо-западного простирания, рассекающие весь Кольский полуостров. Роза-диаграмма также указывает на существование гораздо менее развитой системы разломов северо-восточного простирания.

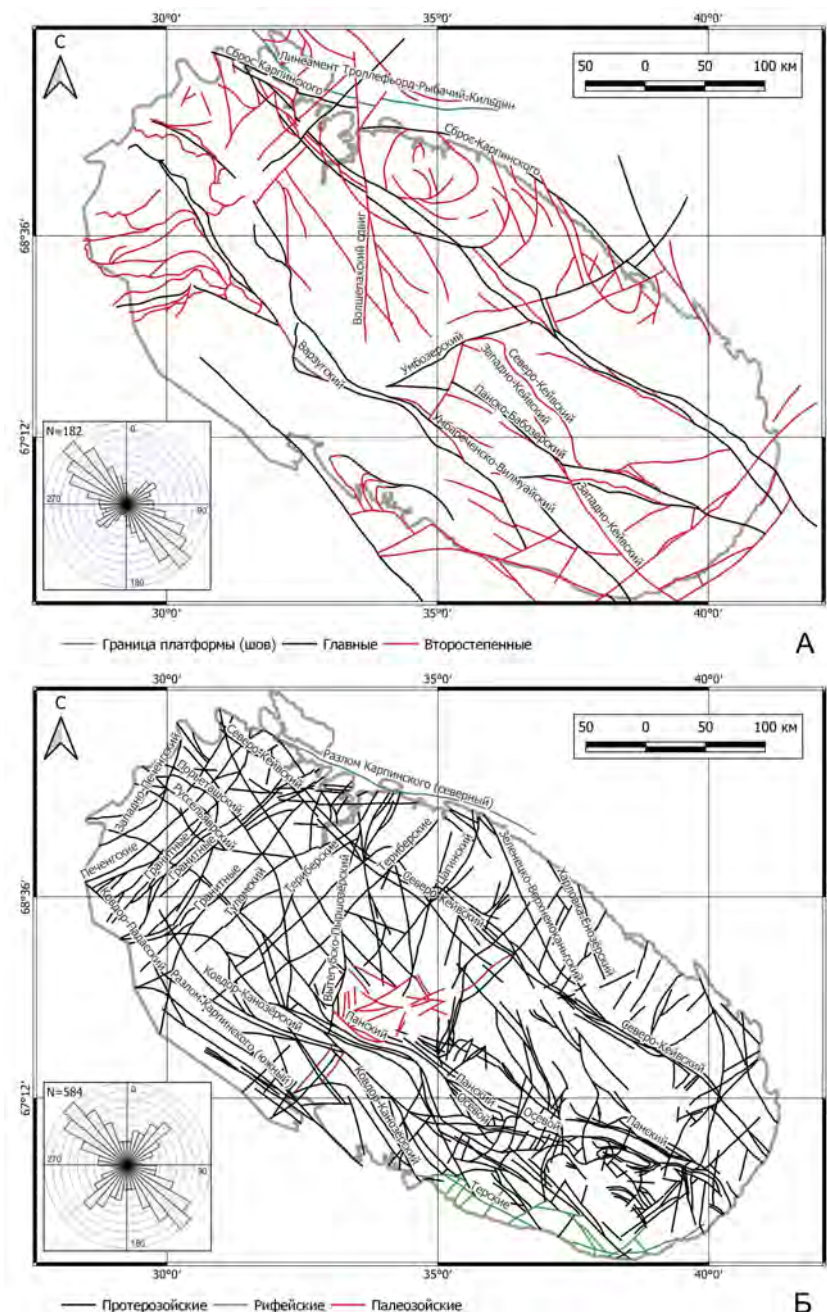


Рис. 5. А – Схема пространственного распределения разрывных нарушений на территории Кольского полуострова по материалам государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000, и роза-диаграмма их ориентировок; Б – Схематическая карта главных разломов Кольского полуострова по материалам [Козлов, 1979]. N – количество разломов.

Гораздо более информативной является карта, составленная на основе личных исследований М. Т. Козлова (рис. 5Б) [Козлов, 1979]. Помимо пространственного положения главных разрывных нарушений на ней проведена их классификация по возрасту заложения. Эту карту разломов нельзя считать полной, так как на ней не учитываются разломы, образованные в процессе геодинамической эволюции региона в позднем плей-

стоцене и голоцене [Николаева и Евзеров, 2018]. Однако на карте широко представлены разломы, заложенные в протерозое, когда на территории региона образовались пегматитовые редкометалльные (Васин-Мыльк (Cs), Олений хребет (Ta), Охмыльк (Cs-Ta), Полмостундровское (Li), Колмозерское (Li), Шонгуйское (Be)) и магматические медно-никелевые (Мончегорский плутон, Федорово-Панских тундр, Ловноозерский район, Печенгское и Аллареченское рудные поля) объекты. Таким образом было решено взять карту, составленную М. Т. Козловым, в качестве основы каркаса разрывных нарушений. Роза-диаграмма, построенная для этих разломов аналогична розе-диаграмме для разломов, вынесенных с государственной геологической карты за исключением того, что здесь система разломов северо-восточного простирания проявлена более ярко.

Учитывая высокую степень наследования морфолинеаментами архейско-протерозойских структур [Shvarev, 2022], в целях дополнения каркаса разрывных нарушений было принято решение выделить ручным способом протяжённые линеаменты (при игнорировании относительно мелких) на основе ЦМР с разрешением 1 км/пиксел (рис. 6).

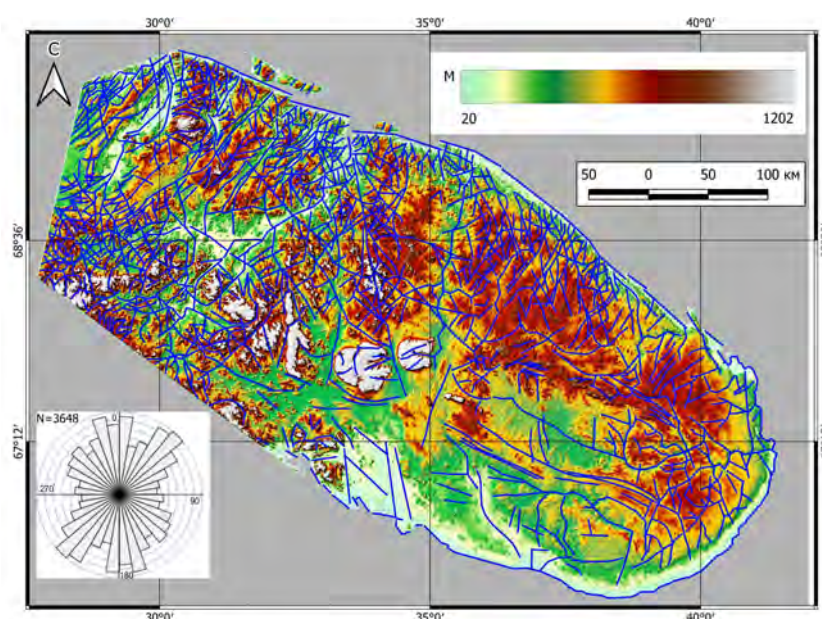


Рис. 6. Визуализированная в ГИС-среде цифровая модель рельефа с пространственным разрешением 1 км/пиксел с выделенными ручным способом протяжёнными линеаментами (синие линии) и розой-диаграммой их ориентировок. Цветовая шкала отражает высотные отметки рельефа. N – количество линеаментов.

Такие линеаменты могут маркировать долгоживущие разломные зоны. Выбор уровня генерализации ЦМР обусловлен целью и, в соответствии с ней, масштабным уровнем имеющихся геологических материалов (рис. 5). В процессе работы отмечена южная часть Кольского полуострова с относительно пологим рельефом, для которой получилось выделить весьма малое количество линеаментов. На розе-диаграмме выделяется система структур с северо-западным простиранием, соответствующая магистральным разломам, более развитая северо-восточного простирания и наиболее явная система субмеридионального простирания. Последняя, по-видимому, соответствует проявлениям новейшей тектоники. Ярким примером таких разломов является Волшепахский сдвиг (рис. 5А) [Николаева и Евзеров, 2018]. Для дальнейших операций линеаменты, выделенные ручным способом, были разделены на прямолинейные сегменты. В соответствии с методикой, предложенной Д. В. Сивковым и соавторами [Сивков и др., 2020], построены схемы относительных удельных плотностей линеаментов по интервалам ориентировок с выявленными трендами (рис. 7).

На всех схемах наблюдаются локальные максимумы относительной удельной плотности линеаментов, которые выстраиваются в линейные «цепочки» и формируют

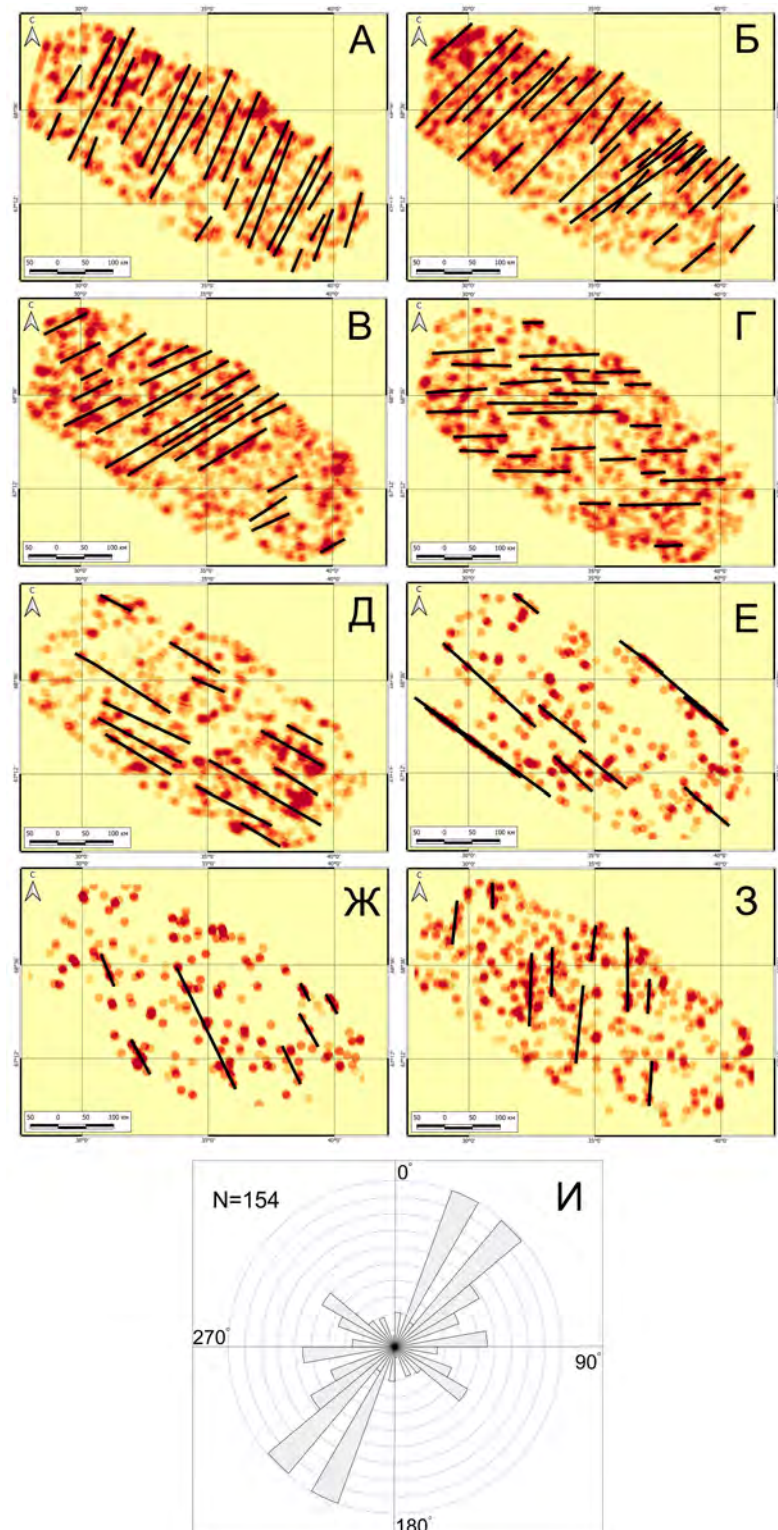


Рис. 7. А–З – схемы относительных удельных плотностей линеаментов по интервалам ориентировок с выявленными трендами (показаны жирными линиями чёрного цвета) по методике [Сивков и др., 2020]: А – 11° – 34° ; Б – $33,5^{\circ}$ – $56,5^{\circ}$; В – 56° – 79° ; Г – $78,5^{\circ}$ – $101,5^{\circ}$; Д – 101° – 124° ; Е – $123,5^{\circ}$ – $146,5^{\circ}$; Ж – 146° – 169° ; З – $168,5^{\circ}$ – $11,5^{\circ}$. Цветом показана относительная удельная плотность линеаментов от 0% (жёлтый цвет) до 100% (тёмно-красный цвет); И – роза-диаграмма ориентировки трендов линеаментов. N – количество объектов, использованных для построения роза-диаграммы.

некоторые тренды. Подобные тренды образуют множество сближенных копланарных линейных элементов. Соответственно, выстраивающиеся в линию максимумы относительной удельной плотности, совпадающие по азимуту с линейными элементами определенных ориентировок, будут маркировать крупные линейные геологические объекты, наиболее вероятно, зоны протяженных разломов.

На обобщенной розе-диаграмме трендов линейных элементов (рис. 7И) явно выделяются две системы северо-восточного простирания. Наряду с этим, совокупный анализ приведенных результатов позволяет сделать следующие выводы – на территории Кольского полуострова существует две магистральные разломные зоны северо-западного простирания – по [Козлов, 1979] это Северо-Кейвская и, состоящая из нескольких крупных разломов (Панский, Осевой и др.), Печенга-Имандра-Варзугская (рис. 5Б). Предположительно в парагенезисной связи с ними сформированы разломы северо-восточного простирания (Цагинский, Хибино-Харловский и др.). Все эти разломы сформированы в протерозое и в большинстве своём глубинные. По геофизическим данным глубина магистральных разломов достигает 35–40 км [Козлов, 1979].

Перед тем как перейти к реконструкции параметров ПНД необходимо определить исторические причины формирования магистральных зон разломов.

Суммируя характеристики главных структурных элементов северо-восточной части Кольского полуострова (Северо-Кейвская магистральная зона), можно отметить наличие признаков тектонического развития, которое в рамках концепции тектоники плит отвечает второй половине цикла Уилсона, а сама шовная зона сформирована в результате сближения и последующей коллизии Центрально-Кольского, Кейвского и Мурманского микроконтинентов (2,7–2,6 млрд лет назад) [Минц и др., 1996].

При этом согласно реконструкциям М. В. Минца и соавторов, ось сжатия меняла ориентировку с северо-восточной (2,8–2,6 млрд лет) на субмеридиональную (2,5 (2,45) млрд лет). Из этого следует, что именно в условиях субмеридионального сжатия произошла активация зоны сочленения Кольской и Мурманской архейских провинций, то есть сформировалась линейная трансформационная сдвиговая проницаемая зона, послужившая подводным каналом в процессе формирования Кольского редкометалльного пегматитового пояса (2,45–2,3 млрд лет) [Морозова и др., 2020].

Геодинамическая эволюция Печенга-Имандра-Варзугской зоны реконструирована М. В. Минцем и соавторами [Минц и др., 1996] для раннего протерозоя. Её заложение произошло в результате активации процесса континентального рифтогенеза в результате поднятия мантийного плюма.

При этом, согласно реконструкциям М. В. Минца и соавторов ось сжатия меняла ориентировку от субширотной (2,49–2,4 млрд лет) до север-северо-восточной (2,02–1,87 млрд лет).

Важно отметить, что, если внедрение рудоносных (Cr, Cu, Ni, ЭПГ, Pd) расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов (Мончегорский плутон, Федорово-Панский комплекс) связано с самым началом процесса образования рифта (2,49–2,4 млрд лет), то формирование богатых эпигенетических медно-никелевых руд Печенгского и Аларченского рудных районов (2,2–1,9 млрд лет) уже происходило в условиях формирования тыловодужного надвигового пояса.

Таким образом, при попытке реконструкции параметров ПНД на основе модели П. Л. Хэнкока [Hancock, 1985] необходимо выделить две условные сдвиговые блок-зоны – Северо-Кейвская и Имандра-Варзугская, как сформированные в разное время и в результате различных процессов. Имандра-Варзугскую зону можно рассматривать в качестве сдвиговой именно в начальной стадии развития рифта, основываясь на наличии сдвиговых составляющих при формировании таких структур [Уткин и др., 2016]. Печенгская же зона сформирована в других тектонодинамических условиях и значительно осложнена в процессе внедрения гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов (рис. 1). Следовательно, параметры ПНД для неё не могут быть реконструированы на основе моделей зон сдвига.

Блок-зоны состоят из условной линии («тренда») исследуемого сдвига и самих элементов разрывной тектоники, которые могут быть представлены разломами или линеаментами. В целях корректной реконструкции последние разделены на прямолинейные сегменты. Таким образом Северо-Кейвская блок-зона по своей протяжённости рассекает целиком изучаемый регион, как и одноимённый разлом. Протяжённость Имандра-Варзугской зоны устанавливалась по протяжённости разломов, входящих в её состав, а также по распространению раннепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ и магматических тел, контролируемых этими разломами. Ширина (условная «зона влияния») блок-зон определялась экспериментальным способом, так как традиционное понятие «зоны тектонического влияния разлома» не вполне подходит изучаемым структурам надрегionalного масштаба. Для каждой блок-зоны восстанавливалось ПНД для различных по размеру «зон влияния» – от 10 км до 100 км с шагом в 10 км. Установлено, что как для Северо-Кейвской, так и для Имандра-Варзугской зоны ориентировки главных напряжений ПНД сохранялись при ширине «зоны влияния» от 10 км до нескольких десятков километров. Перемена ориентировок напряжений происходила явно в случае взаимного наложения «зон влияния» разных структур. Границы такого перехода фиксировались и служили в наших моделях ограничителями блок-зон по ширине.

Рассмотрим полученные результаты реконструкции ПНД согласно модели П. Л. Хэнкока. Для Северо-Кейвской блок-зоны в качестве входных данных использованы протерозойские разломы по [Козлов, 1979] (рис. 8А) и выделенные вручную протяжённые линеаменты (рис. 8Б).

В обоих случаях ось регионального максимального сжатия имела субмеридиональную ориентировку ($\approx 0^\circ$), а ось регионального максимального растяжения характеризовалась субширотным направлением ($\approx 90^\circ$). Такая ситуация согласуется со структурно-вещественными реконструкциями М. В. Минца и соавторов [Минц и др., 1996] на начало сдвиговой активации шовной зоны (2,5 (2,45) млрд лет). При этом сама шовная зона в нашей модели (У-трещины) однозначно интерпретируется как правый сдвиг, что отвечает реконструкциям, приведённым в работе [Mints and Dokukina, 2020].

Разломы северо-восточной ориентировки, которые имеют значимое распространение на территории, являются антириделевскими (R') и, соответственно, характеризуются противоположной (левые сдвиги) кинематикой относительно магистральных структур. Последнее подтверждено при реконструкции ПНД для некоторых наиболее крупных разломных зон северо-восточного простирания, входящих в состав Северо-Кейвской блок-зоны (рис. 8В). Согласно масштабу исследования, в качестве исходного материала для этих локальных моделей послужили линеаменты, выделенные с помощью нейронной сети на основе ЦМР с пространственным разрешением 250 м/пиксел. Для них на рисунке 8В приведена обобщённая роза-диаграмма.

Для Имандра-Варзугской блок-зоны (рис. 9) в качестве входных данных использованы протерозойские разломы по [Козлов, 1979] (рис. 9А) и выделенные нейросетью на основе ЦМР с пространственным разрешением 1 км/пиксел линеаменты (рис. 9Б).

Использование линеаментов, выделенных нейросетью, явилось вынужденной мерой, так как для данной территории не представлялось возможным выделить представительную выборку протяжённых линеаментов вручную. В обоих случаях ось регионального максимального сжатия имеет близосубширотную ориентировку ($\approx 75^\circ$), а ось регионального максимального растяжения характеризовалась близосубмеридиональным направлением ($\approx 165\text{--}170^\circ$). Такая ситуация в целом согласуется с реконструкциями М. В. Минца и соавторов [Минц и др., 1996] на начало рифтообразования (2,49–2,4 млрд лет). При этом сама шовная зона в нашей модели (У-трещины) однозначно интерпретируется как левый сдвиг.

Разломы северо-восточной ориентировки, имеющие значимое распространение на территории, являются антириделевскими (R') и, соответственно, характеризуются противоположной (правые сдвиги) кинематикой относительно магистральных структур. Последнее было подтверждено при реконструкции ПНД для некоторых наиболее

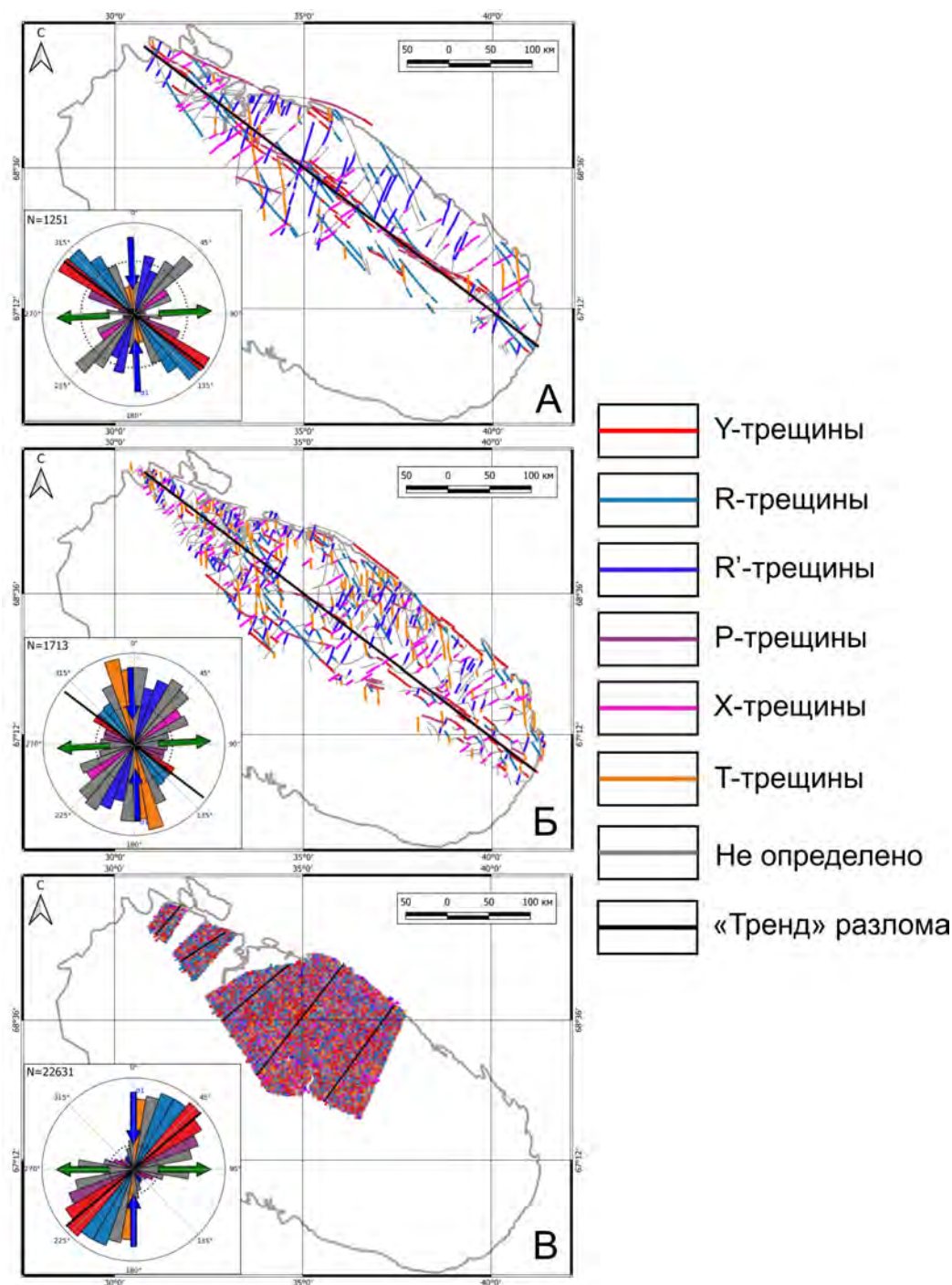


Рис. 8. А–Б – Реконструкция ПНД для Северо-Кейвской блок-зоны на основе модели П. Л. Хэнкока для: А – разломов протерозойского возраста (по [Козлов, 1979]); Б – протяжённых линеаментов, выделенных вручную; В – реконструкция ПНД для разломов северо-восточного простирания. Синие стрелки – ориентировка оси максимального сжатия; зелёные стрелки – ориентировка оси максимального растяжения. *N* – количество объектов, использованных для построения розы-диаграммы.

крупных разломных зон северо-восточного простирания, входящих в состав Имандра-Варзугской блок-зоны (рис. 9В). Согласно масштабу исследования, в качестве исходного материала для этих локальных моделей послужили линеаменты, выделенные с помощью нейронной сети на основе ЦМР с пространственным разрешением 250 м/пиксел. Для них на рисунке 9В приведена обобщённая роза-диаграмма.

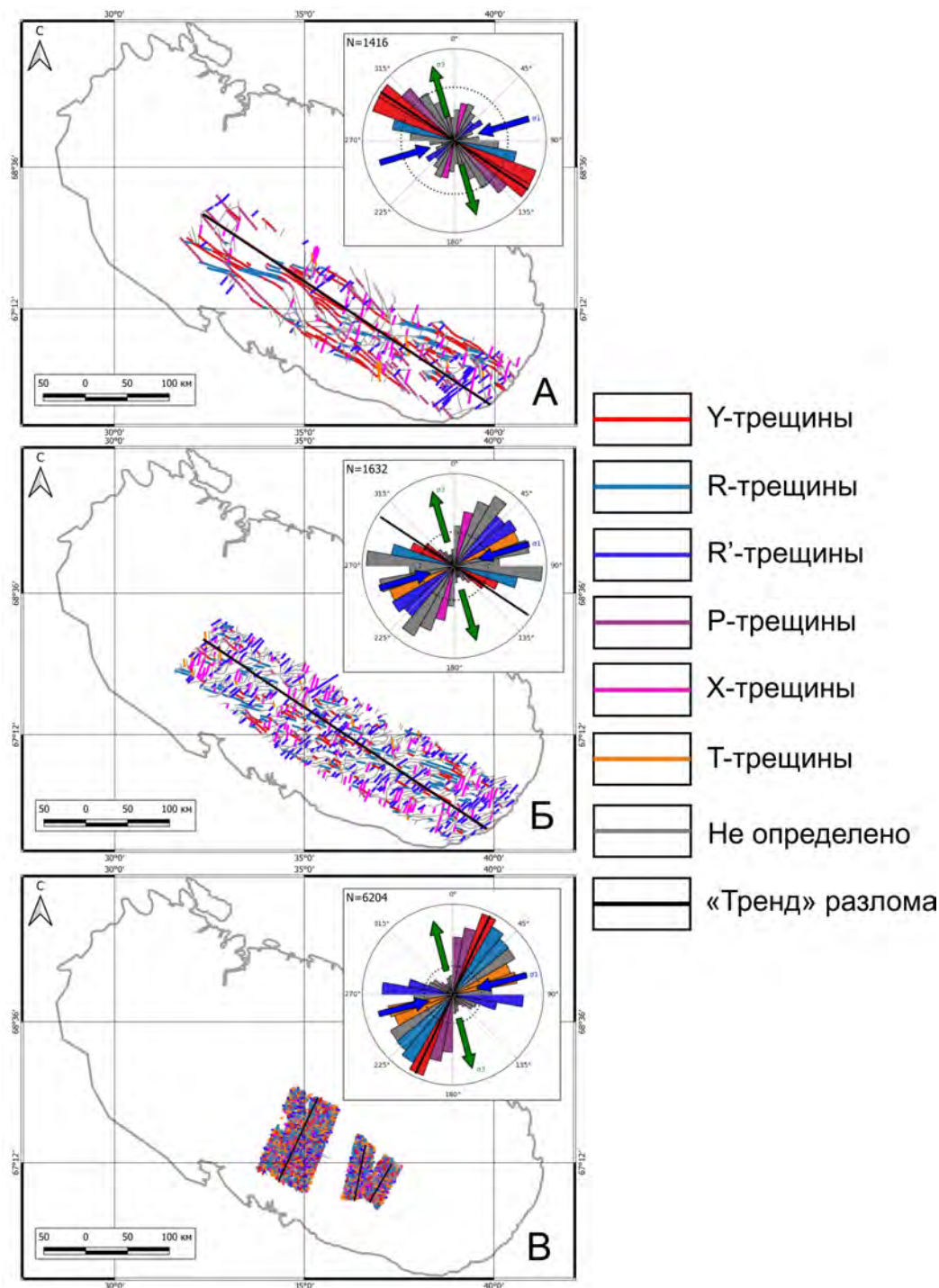


Рис. 9. А–Б – Реконструкция ПНД для Имандра-Варзугской блок-зоны на основе модели П. Л. Хэнкока для: А – разломов протерозойского возраста (по [Козлов, 1979]); Б – линейментов, выделенных нейронной сетью на основе ЦМР (1 км/пиксел); В – реконструкция ПНД для разломов северо-восточного простирания. Синие стрелки – ориентировка оси максимального сжатия; зелёные стрелки – ориентировка оси максимального растяжения. *N* – количество объектов, использованных для построения розы-диаграммы.

Мы предполагаем, что восстановили ориентировки главных осей ПНД для двух блок-зон в связи с конкретными этапами их геологического развития. Для Северо-Кейвской блок-зоны – это начало сдвиговой активации шовной зоны и формирование редкометалльных пегматитовых полей, а для Имандра-Варзугской – начало процесса

рифтообразования и внедрение рудоносных расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов.

На основе результатов реконструкции ориентировки главных региональных осей сжатия и растяжения, расчета коэффициента тенденции к сдвигу (μ), возможно визуализировать сегменты установленных и предполагаемых (линеаменты) разрывных структур, в различной степени предрасположенных к сдвигу (транстенсии). Расчеты проводились для разломов протерозойского возраста (по [Козлов, 1979]) и трендов плотностей линеаментов, выделенных по методике [Сивков и др., 2020], как сомасштабным объектам (рис. 10).

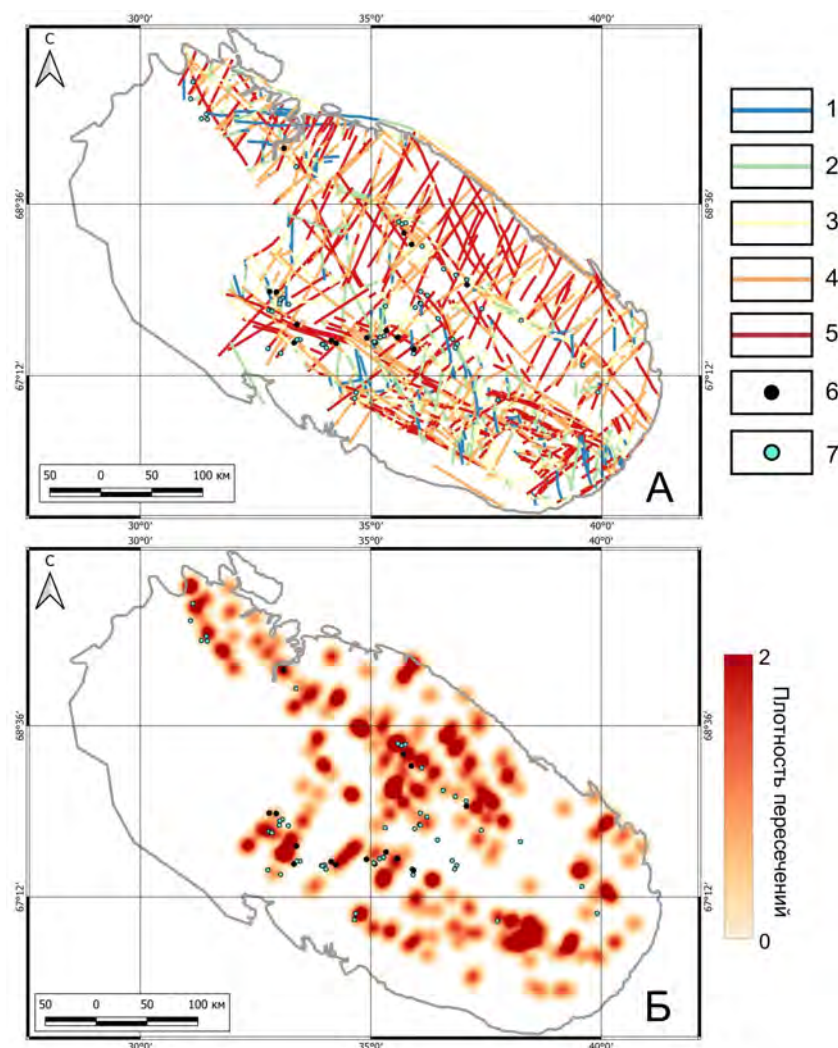


Рис. 10. Результаты реконструкции гидравлической активности сегментов тектонических элементов: А – классифицированные сегменты всей разломной сети протерозойского возраста заложения (по [Козлов, 1979]) и тренды плотностей линеаментов северо-восточного простирания. 1 – непроницаемые сегменты; 2 – слабопроницаемые сегменты; 3 – сегменты средней проницаемости; 4 – проницаемые сегменты; 5 – сегменты повышенной проницаемости; Б – схема плотности пересечений сегментов разломов между собой и с сегментами трендов плотностей линеаментов северо-восточного простирания проницаемых и повышенной проницаемости; 6 – месторождения металлических полезных ископаемых магматического генезиса; 7 – рудопроявления металлических полезных ископаемых магматического генезиса.

При этом, в целях дополнения каркаса разрывных нарушений парагенезиса магистральных разломов северо-западного простирания и глубинных разломов северо-восточного простирания, тренды плотностей линеаментов рассматривались именно

северо-восточной ориентировки (азимуты простирания от 20° до 50°). По нашим представлениям эти две ортогональные системы (северо-западного и северо-восточного простираний) глубинных разрывных нарушений служили каналами для внедрения рудоносных магм, а значит в целях определения наиболее перспективных площадей следует выявить среди них наиболее гидравлически активные сегменты. В связи с различными параметрами реконструированного ПНД вычисления коэффициента тенденции к сдвигу (μ) проводились отдельно для Северо-Кейвской и Имандра-Варзугской блок-зон.

В результате сегменты рассматриваемых структур классифицированы от непроницаемых до высокопроницаемых и представлены на объединённой схеме (рис. 10А). Для наглядности построена схема плотностей пересечений сегментов разломов между собой и с сегментами трендов плотностей линеаментов северо-восточного простирания проницаемых и повышенной проницаемости (рис. 10Б). Предположительно именно пересечения магистральных разломных зон северо-западного простирания и глубинных разломов северо-восточного простирания играли наибольшую роль при циркуляции рудоносных флюидов. Это предположение подтверждается тем, что абсолютное большинство (77%) известных рудных объектов, как связанных с пегматитами, так и с расслоенными интрузиями, локализованы в радиусе влияния таких пересечений. Этот радиус влияния принят нами условно и составляет 10 км.

Заключение

По результатам выполненного исследования можно сделать следующие выводы:

1. Для территории Кольского полуострова проведён комплексный структурно-линеаментный анализ на основе различных данных и научно-методических подходов, в том числе авторских, к выделению линеаментов с использованием цифровой модели рельефа, включая её разнонаправленную фильтрацию и с применением геоинформационных технологий.
2. На основе модели развития вторичных структур в зоне скола П. Л. Хэнкока и установленных разрывных нарушений реконструированы параметры (ориентировки главных осей) регионального поля напряжений-деформаций, а также кинематика основных типов разрывов для двух региональных блок-зон Кольского региона. Результаты палеореконструкций отвечают конкретным обстановкам, выявленным ранее другими исследователями [Минц и др., 1996; Mints and Dokukina, 2020] на основе применения иного научно-методического подхода.
3. Расчет показателя тенденции к сдвигу (транстенсии) с учетом, установленной ориентировки главных осей регионального поля напряжений-деформаций позволил выявить наиболее гидравлически активные сегменты разрывных структур.
4. С точки зрения прогноза размещения полезных ископаемых, дальнейшие детализирующие работы необходимо сосредоточить на изучении зон пересечений наиболее гидравлически активных (проницаемых) разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Данные надрегиональные и региональные структуры могли выступать в качестве магмо- и флюидоподводящих.

Благодарности. Исследование выполнено в молодёжной лаборатории ИГЕМ РАН «Лаборатория прогнозно-металлогенических исследований» в рамках темы государственного задания «Применение современных методов оценки, поиска и прогноза месторождений твердых полезных ископаемых, в том числе стратегических, в Арктической зоне Российской Федерации с целью расширения минерально-сырьевой базы и планирования развития транспортно-коммуникационных сетей».






Список литературы

Волков А. В., Бортников Н. С., Лобанов К. В. и др. Месторождения стратегических металлов арктического региона // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. — 2019. — Т. 16. — С. 80–84. — DOI: [10.31241/FNS.2019.16.016](https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.016).

- Геологическая карта Кольского региона / под ред. Ф. П. Митрофанова. — Апатиты : Геологический институт КНЦ РАН, 2001.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. — Москва : Наука, 1975. — 536 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Северо-Карско-Баренцевоморская серия. R-(35),36 (Мурманск) / под ред. Б. Г. Лопатина. — Картографическая фабрика «ВСЕГЕИ», 2007.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Северо-Карско-Баренцевоморская серия. R-(37),38 (м. Святой Нос - м. Канин Нос) / под ред. Б. Г. Лопатина. — Картографическая фабрика «ВСЕГЕИ», 2008.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Балтийская серия. Q-(35),36 (Апатиты) / под ред. К. Э. Якобсона. — Картографическая фабрика «ВСЕГЕИ», 2012а.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Балтийская серия. Q-37 (Архангельск) / под ред. Ю. Б. Богданова. — Картографическая фабрика «ВСЕГЕИ», 2012б.
- Гришков Г. А., Нафигин И. О., Устинов С. А. *и др.* Разработка методики автоматического выделения линеаментов на основе нейросетевого подхода // Исследования Земли из космоса. — 2023. — Т. 2023, № 6. — С. 86–97. — DOI: [10.31857/S0205961423060040](https://doi.org/10.31857/S0205961423060040).
- Зобак М. Д. Геомеханика нефтяных залежей. — Ижевск : Институт компьютерных исследований, 2018. — 479 с.
- Козлов М. Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. — Ленинград : Наука, 1979. — 140 с.
- Лобанов К. В., Сафонов Ю. Г. Проблема вкрапленной золоторудной минерализации в Кольском кратоне // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. — 2012. — № 9. — С. 178–180. — EDN: WXPYTB.
- Милиц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н. *и др.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. — Москва : Научный мир, 1996. — 287 с. — EDN: SHMREV.
- Морозова Л. Н., Серов П. А., Кунаккузин Е. Л. *и др.* Кольский редкометалльный пегматитовый пояс: основные черты геологического строения // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. — 2020. — Т. 17. — С. 374–378. — DOI: [10.31241/FNS.2020.17.071](https://doi.org/10.31241/FNS.2020.17.071).
- Николаева С. Б., Евзеров В. Я. К геодинамике Кольского региона в позднем плейстоцене и голоцене: обзор и результаты исследований // Вестник ВГУ. Серия: Геология. — 2018. — № 1. — С. 5–14. — EDN: YVHQNY.
- Орсов Д. А. Медно-никелевые месторождения Кольской никеленосной провинции (Мурманская область, Россия) // Известия СО РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. — 2011. — № 1. — С. 47–56. — EDN: NXPOYF.
- Петров В. А., Сим Л. А., Насимов Р. М. *и др.* Разломная тектоника, неотектонические напряжения и скрытое урановое оруденение в районе Стрельцовской кальдеры // Геология рудных месторождений. — 2010. — Т. 52, № 4. — С. 310–320. — EDN: MUJYXL.
- Пожиленко В. И., Гавриленко Б. В., Жиров Д. В. *и др.* Геология рудных районов Мурманской области. — Апатиты : Кольский научный центр РАН, 2002. — 359 с. — EDN: RBVTLR.
- Ребецкий Ю. Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. — 2008. — Т. 1, № 11. — С. 66–73. — EDN: IJRQTF.
- Ребецкий Ю. Л., Кучай О. А., Сычева Н. А. Метод катакластического анализа разрывных нарушений и результаты расчетов современного напряженного состояния в коре вблизи границ плит и для внутриплитных горно-складчатых орогенов // ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ к 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: материалы докладов Всероссийской конференции: в 2 томах. Том 1. — Москва : ИФЗ РАН, 2009. — С. 340–366. — EDN: XXCINF.
- Ребецкий Ю. Л., Сим Л. А., Маринин А. В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. — Москва : ГЕОС, 2017. — 235 с. — EDN: YPNZQR.
- Самсонов А. В., Степанова А. В., Арзамасцев А. А. *и др.* Петрологические и геодинамические причины разнообразия месторождений крупной магматической провинции 1,98 млрд лет в восточной Фенноскандии // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. Всероссийская конференция, посвященная 120-летию со дня рождения выдающегося российского ученого академика Д.С. Коржинского. — Москва : ИГЕМ РАН, 2019. — С. 185–188. — EDN: TOTABZ.
- Семинский К. Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон: тектонофизический аспект. — Институт земной коры Сибирского отделения РАН, 2003. — 243 с. — EDN: WPMWBH.
- Сивков Д. В., Читалин А. Ф., Дергачев А. Л. Применение линеаментного анализа для выявления закономерностей локализации золотого оруденения на территории Тарынского рудного поля в Республике Саха (Якутия) // Исследования Земли из космоса. — 2020. — № 1. — С. 3–19. — DOI: [10.31857/S020596142001011X](https://doi.org/10.31857/S020596142001011X).

- Устинов С. А., Петров В. А. Использование детальных цифровых моделей рельефа для структурно-линеamentного анализа (на примере Уртуйского гранитного массива, ЮВ Забайкалье) // *Геоинформатика*. — 2016. — № 2. — С. 51–60. — EDN: WBKJRP.
- Уткин В. П., Митрохин А. Н., Неволин П. Л. Сдвиговый континентальный рифтогенез восточной окраины Азии // *Литосфера*. — 2016. — № 4. — С. 2–59. — EDN: WWQSLF.
- Anderson E. M. The dynamics of faulting // *Transactions of the Edinburgh Geological Society*. — 1905. — Vol. 8, no. 3. — P. 387–402. — DOI: [10.1144/transed.8.3.387](https://doi.org/10.1144/transed.8.3.387).
- Enoh M. A., Okeke F. I., Okeke U. C. Automatic lineaments mapping and extraction in relationship to natural hydrocarbon seepage in Ugwueme, South-Eastern Nigeria // *Geodesy and cartography*. — 2021. — Vol. 47, no. 1. — P. 34–44. — DOI: [10.3846/GAC.2021.12099](https://doi.org/10.3846/GAC.2021.12099).
- Fuchs K., Müller B. World Stress Map of the Earth: a key to tectonic processes and technological applications // *Naturwissenschaften*. — 2001. — Vol. 88, no. 9. — P. 357–371. — DOI: [10.1007/s001140100253](https://doi.org/10.1007/s001140100253).
- Hancock P. L. Brittle microtectonics: principles and practice // *Journal of Structural Geology*. — 1985. — Vol. 7, no. 3/4. — P. 437–457. — DOI: [10.1016/0191-8141\(85\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3).
- Jaeger J. C., Cook N. G. W. *Fundamentals of Rock Mechanics*. 3rd edition. — London : Chapman, Hall, 1979. — 593 p.
- Mints M. V., Dokukina K. A. The Belomorian eclogite province (eastern Fennoscandian Shield, Russia): Meso-Neoproterozoic or Late Paleoproterozoic? // *Geodynamics & Tectonophysics*. — 2020. — Vol. 11, no. 1. — P. 151–200. — DOI: [10.5800/GT-2020-11-1-0469](https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-1-0469).
- Papilinski A. P. Directional filtering in edge detection // *IEEE Transactions on Image Processing*. — 1998. — Vol. 7, no. 4. — P. 611–615. — DOI: [10.1109/83.663510](https://doi.org/10.1109/83.663510).
- Shvarev S. V. Morphotectonics, Seismicity, and Exogenous Processes of the Kola Peninsula // *Russian Geology and Geophysics*. — 2022. — Vol. 63, no. 8. — P. 940–954. — DOI: [10.2113/RGG20204310](https://doi.org/10.2113/RGG20204310).
- Sim L. A., Zhiron D. V., Marinin A. V. Stress and strain reconstruction for the eastern segment of the Baltic shield // *Geodynamics & Tectonophysics*. — 2011. — Vol. 2, no. 3. — P. 219–243. — DOI: [10.5800/GT-2011-2-3-0044](https://doi.org/10.5800/GT-2011-2-3-0044).
- Suzen M. L., Toprak V. Filtering of satellite images in geological lineament analyses: An application to a fault zone in Central Turkey // *International Journal of Remote Sensing*. — 1998. — Vol. 19, no. 6. — P. 1101–1114. — DOI: [10.1080/014311698215621](https://doi.org/10.1080/014311698215621).

REGIONAL REMOTE SENSING ANALYSIS OF FAULT TECTONICS OF THE KOLA PENINSULA AND ITS ROLE IN ORE FORMATION

V. A. Minaev^{1,*} , S. A. Ustinov³ , V. A. Petrov³ , A. D. Svecherevsky³ , and I. O. Nafigin³ 

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, Russia

****Correspondence to:** Vasilii Minaev, minaev2403@mail.ru.

The results of a comprehensive analysis of fault tectonics of the Kola Peninsula, carried out on a regional scale, are considered. Based on a digital relief model, generalized for various scale levels, lineaments were identified manually and automatically. The results obtained in combination with literature data made it possible to carry out tectonophysical reconstructions using the Hancock model. Based on the results of these reconstructions, the proposed areas of tectonic structures were identified that had the greatest hydraulic activity at the time of the introduction of mafic-ultrabasic massifs and dike complexes of pegmatite belts, which are associated with ore deposits of scarce types of strategic minerals of the Kola Peninsula (copper, nickel, chromium, rare metals, etc.) The areas were identified, promising for the discovery of new ore objects.

Keywords: Kola Peninsula, Baltic shield, faults, digital elevation model, remote sensing of the Earth, lineaments, tectonophysics, ore deposits, geographic information system, strategic metals.

Received: 15 April 2024

Accepted: 7 July 2024

Published: 21 August 2024



© 2024. The Authors.

Citation: Minaev, V. A., S. A. Ustinov, V. A. Petrov, A. D. Svecherevsky, and I. O. Nafigin (2024), Regional Remote Sensing Analysis of Fault Tectonics of the Kola Peninsula and Its Role in Ore Formation, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3010, <https://doi.org/10.2205/2024ES000918>, EDN: NOVWIX


References

- Anderson E. M. The dynamics of faulting // Transactions of the Edinburgh Geological Society. — 1905. — Vol. 8, no. 3. — P. 387–402. — DOI: [10.1144/transed.8.3.387](https://doi.org/10.1144/transed.8.3.387).
- Enoh M. A., Okeke F. I., Okeke U. C. Automatic lineaments mapping and extraction in relationship to natural hydrocarbon seepage in Ugwueme, South-Eastern Nigeria // Geodesy and cartography. — 2021. — Vol. 47, no. 1. — P. 34–44. — DOI: [10.3846/GAC.2021.12099](https://doi.org/10.3846/GAC.2021.12099).
- Fuchs K., Müller B. World Stress Map of the Earth: a key to tectonic processes and technological applications // Naturwissenschaften. — 2001. — Vol. 88, no. 9. — P. 357–371. — DOI: [10.1007/s001140100253](https://doi.org/10.1007/s001140100253).
- Geological map of the Kola region / ed. by F. P. Mitrofanov. — Geological Institute Kola Science Center RAS, 2001.
- Grishkov G. A., Nafigin I. O., Ustinov S. A., et al. Development of a Technique for Automatic Lineament Allocation Based on a Neural Network Approach // Issledovanie Zemli iz Kosmosa. — 2023. — Vol. 2023, no. 6. — P. 86–97. — DOI: [10.31857/S0205961423060040](https://doi.org/10.31857/S0205961423060040).
- Gzovsky M. V. Fundamentals of Tectonophysics. — Moscow : Nauka, 1975. — P. 536.
- Hancock P. L. Brittle microtectonics: principles and practice // Journal of Structural Geology. — 1985. — Vol. 7, no. 3/4. — P. 437–457. — DOI: [10.1016/0191-8141\(85\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3).
- Jaeger J. C., Cook N. G. W. Fundamentals of Rock Mechanics. 3rd edition. — London : Chapman, Hall, 1979. — P. 593.
- Kozlov M. T. Rupture tectonics of the north-eastern part of the Baltic Shield. — Leningrad : Nauka, 1979. — P. 140.
- Lobanov K. V., Safonov Y. G. The Problem of Disseminated Gold Mineralization in the Kola Craton // Proceeding of Fersman scientific session of GI KSC RAS. — 2012. — No. 9. — P. 178–180. — EDN: WXPYTB.

- Mints M. V., Dokukina K. A. The Belomorian eclogite province (eastern Fennoscandian Shield, Russia): Meso-Neoproterozoic or Late Paleoproterozoic? // *Geodynamics & Tectonophysics*. — 2020. — Vol. 11, no. 1. — P. 151–200. — DOI: [10.5800/GT-2020-11-1-0469](https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-1-0469).
- Mintz M. V., Glaznev V. N., Konilov A. N., *et al.* Early Precambrian of the north-eastern Baltic Shield: Paleogeodynamics, structure and evolution of the continental crust. — Moscow : Scientific World, 1996. — P. 287. — EDN: SHMREV.
- Morozova L. N., Serov P. A., Kunakkuzin E. L., *et al.* The Kola Rare-Metal Pegmatite Belt: main features of the geological structure // *Proceeding of Fersman scientific session of GI KSC RAS*. — 2020. — Vol. 17. — P. 374–378. — DOI: [10.31241/FNS.2020.17.071](https://doi.org/10.31241/FNS.2020.17.071).
- Nikolaeva S. B., Evzerov V. Y. On Geodynamics of the Kola Region in the Later Pleistocene and Holocene: The Review and Results of the Studies // *Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*. — 2018. — No. 1. — P. 5–14. — EDN: YVHQNY.
- Orsoev D. A. Copper-Nickel Deposits of the Kola Nickeliferous Province (Murmansk Region, Russia) // *Izvestiya SB RAEN. Geology, prospecting and exploration of ore deposits*. — 2011. — No. 1. — P. 47–56. — EDN: NXPOYF.
- Paplinski A. P. Directional filtering in edge detection // *IEEE Transactions on Image Processing*. — 1998. — Vol. 7, no. 4. — P. 611–615. — DOI: [10.1109/83.663510](https://doi.org/10.1109/83.663510).
- Petrov V. A., Sim L. A., Nasimov R. M., *et al.* Fault tectonics, neotectonic stresses, and hidden uranium mineralization in the area adjacent to the Strel'tsovka Caldera // *Geology of Ore Deposits*. — 2010. — Vol. 52, no. 4. — P. 279–288. — DOI: [10.1134/s1075701510040033](https://doi.org/10.1134/s1075701510040033).
- Pozhilenko V. I., Gavrilenko B. V., Zhirov D. V., *et al.* Geology of Mineral Areas of the Murmansk Region. — Apatity : Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 2002. — P. 359. — EDN: RBLTLP.
- Rebetsky Y. L. Mechanism of Tectonic Stress Generation in the Zones of High Vertical Movements // *Fizicheskaya Mezomekhanika*. — 2008. — Vol. 1, no. 11. — P. 66–73. — EDN: IJRQTF.
- Rebetsky Y. L., Kuchai O. A., Sycheva N. A. Method of cataclastic analysis of faults and results of calculations of the modern stress state in the crust near plate boundaries and for intraplate mountain-folded orogens // *TECTONOPHYSICS AND TOPICAL ISSUES OF EARTH SCIENCES* on the 40th anniversary of the establishment by M.V. Gzovsky of the laboratory of tectonophysics at the IPE RAS: materials of reports of the All-Russian conference: in 2 volumes. Volume 1. — Moscow : IPE RAS, 2009. — P. 340–366. — EDN: XXCINF.
- Rebetsky Y. L., Sim L. A., Marinin A. V. From slickensides to tectonic stresses. Methods and algorithms. — Moscow : GEOS, 2017. — P. 235. — EDN: YPNZQR.
- Samsonov A. V., Stepanova A. V., Arzamastsev A. A., *et al.* Petrological and geodynamic causes of the diversity of deposits of the large igneous province of 1.98 billion years in eastern Fennoscandia // *Physicochemical factors of petrogenesis and ore genesis: new frontiers. All-Russian conference dedicated to the 120th anniversary of the birth of the outstanding Russian scientist academician D. S. Korzhinsky*. — Moscow : IGEM RAS, 2019. — P. 185–188. — EDN: TOTABZ.
- Seminsky K. Z. Internal structure of continental fault zones. Tectonophysical aspect. — Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2003. — P. 243. — EDN: WPMWBH.
- Shvarev S. V. Morphotectonics, Seismicity, and Exogenous Processes of the Kola Peninsula // *Russian Geology and Geophysics*. — 2022. — Vol. 63, no. 8. — P. 940–954. — DOI: [10.2113/RGG20204310](https://doi.org/10.2113/RGG20204310).
- Sim L. A., Zhirov D. V., Marinin A. V. Stress and strain reconstruction for the eastern segment of the Baltic shield // *Geodynamics & Tectonophysics*. — 2011. — Vol. 2, no. 3. — P. 219–243. — DOI: [10.5800/GT-2011-2-3-0044](https://doi.org/10.5800/GT-2011-2-3-0044).
- Sivkov D. V., Chitalin A. F., Dergachev A. L. The Application of Lineament Analysis to Identify Patterns of Localization of Gold Mineralization Within Taryn Gold Field in the Republic of Sakha // *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. — 2020. — No. 1. — P. 3–19. — DOI: [10.31857/S020596142001011X](https://doi.org/10.31857/S020596142001011X).
- State geological map of the Russian Federation at a scale of 1:1,000,000. North Kara-Barents Sea series. R-(35),36 (Murmansk) / ed. by B. G. Lopatin. — Cartographic factory «VSEGEI», 2007.
- State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000. Baltic Series. Q-(35),36 (Apatity) / ed. by K. E. Jacobson. — Cartographic Factory «VSEGEI», 2012.
- State geological map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000. Baltic series. Q-37 (Arkhangelsk) / ed. by Y. B. Bogdanov. — Cartographic factory «VSEGEI», 2012.
- State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000. North Kara-Barents Sea Series. R-(37),38 (Svyatoy Nos Cape - Kanin Nos Cape) / ed. by B. G. Lopatin. — Cartographic Factory «VSEGEI», 2008.
- Suzen M. L., Toprak V. Filtering of satellite images in geological lineament analyses: An application to a fault zone in Central Turkey // *International Journal of Remote Sensing*. — 1998. — Vol. 19, no. 6. — P. 1101–1114. — DOI: [10.1080/014311698215621](https://doi.org/10.1080/014311698215621).

- Ustinov S. A., Petrov V. A. Use of Detailed Digi-Tal Relief Models for the Structural and Lineament Analysis (on Example of the Urtuysky Granite Massif, SE Transbaikalia) // *Geoinformatika*. — 2016. — No. 2. — P. 51–60. — EDN: WBKJRP.
- Utkin V. P., Mitrokhin A. N., Nevolin P. L. Strike-Slip Related Continental Rifting of the Eastern Margin of Asia // *Lithosphere (Russia)*. — 2016. — No. 4. — P. 2–59. — EDN: WWQSLF.
- Volkov A. V., Bortnikov N. S., Lobanov K. V., *et al.* Deposits of strategic metals in the Arctic region // *Proceeding of Fersman scientific session of GI KSC RAS*. — 2019. — Vol. 16. — P. 80–84. — DOI: [10.31241/FNS.2019.16.016](https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.016).
- Zobak M. D. *Geomechanics of Oil Deposits*. — Izhevsk : Institute of Computer Research, 2018. — P. 479.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МАЛЫХ КОЛЕБАНИЙ СЖИМАЕМОЙ МАГМЫ С РЕОЛОГИЕЙ МАКСВЕЛЛА В ПИТАЮЩЕЙ СИСТЕМЕ ВУЛКАНА. ЧАСТЬ 2. ОСЦИЛЛЯЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ

А. А. Радионов^{1,*} 

¹Южный математический институт Владикавказского научного центра РАН, Республика Северная Осетия – Алания, Владикавказ, Россия

* **Контакт:** Анатолий Анатольевич Радионов, aar200772@mail.ru

Представлено решение для вертикальных движений магмы в канале вулкана в рамках аналитической математической модели возникновения длиннопериодных вулканических сейсмических событий. Магма описывается моделью сжимаемого тела Максвелла. При возмущении плотности магматического расплава, например, при поступлении плотной магмы из глубоких слоев или дегазации расплава на некоторой глубине, в канале могут возникать осцилляции плотности, как реакция на это событие. Для магматического канала простейшей цилиндрической формы осцилляциям подвержена плотность магмы и две компоненты скорости движения. При этом вертикальная компонента скорости испытывает вынужденные колебания как под действием осцилляций плотности, так и под действием инициирующего возмущения. Все эти осцилляции являются гармоническими затухающими колебаниями, коэффициент затухания которых определяется временем релаксации магматического расплава, а собственная частота зависит от физических характеристик магматического расплава и геометрических размеров канала. Осцилляции плотности расплава приводят к периодическим вариациям литостатического перепада давления, что, в свою очередь, вызывает вертикальные движения расплава, наиболее амплитудные вдоль оси магматического канала. Модельное описание смещений поверхности кратера сравнивается с наблюдениями на поверхности кратера вулкана Сантьягито.

Ключевые слова: Длиннопериодные вулканические землетрясения, питающая система вулкана, реология магматического расплава, сжимаемое магматическое тело, аналитическая модель, вертикальные смещения кратера вулкана.

Цитирование: Радионов, А. А. Аналитическая модель малых колебаний сжимаемой магмы с реологией Максвелла в питающей системе вулкана. Часть 2. Осцилляции вертикальной скорости // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES3011. — DOI: 10.2205/2024es000912 — EDN: XKIQCY

Введение

Длиннопериодные вулканические землетрясения (ДВЗ) наблюдаются практически во всех известных тектонически активных районах и считаются одним из признаков активизации вулканической деятельности. Основным методом изучения ДВЗ является анализ данных сейсмических станций, в то время как непосредственные наблюдения движений поверхности кратера при возникновении ДВЗ затруднены или часто невозможны.

Редкий пример непосредственного наблюдения движений поверхности кратера при возникновении ДВЗ для вулкана Сантьягuito, Гватемала, опубликован в [Johnson et al., 2008]. На основе комплекса геофизических наблюдений показано, что выброс

<https://elibrary.ru/xkiqcy>

Получено: 16 октября 2023 г.

Принято: 22 мая 2024 г.

Опубликовано: 27 августа 2024 г.



© 2024. Автор.

газо-пепловой смеси сопровождается вертикальными смещениями поверхности кратера вулкана на 20–30 см за время выброса, наблюдаемые ускорения составляют порядка 20–30 м/с² для первого восходящего движения вблизи центра кратера, затем деформации распространяются на периферию кратера в течение нескольких секунд. Смещения распространяются радиально, фронт этих смещений имеет скорость 30–50 м/с, что слишком медленно для упругих волн в твердой или жидкой магме и слишком быстро для волн плавучести. Радиус канала вулкана оценивается в 14–100 м, вблизи поверхности порядка 100 м.

Наиболее вероятным приводным механизмом считается дегазация расплава на небольших глубинах, в результате которой нарушается литостатический баланс, смещается и разрушается верхний слой кратера и газо-пепловая смесь выбрасывается вверх, после чего поверхность кратера медленно опускается вниз. Событие сопровождается вулканическим ДВЗ, эпицентр которого регистрируется под центром кратера вулкана на глубине порядка 1000 м и можно предполагать, что и ДВЗ, и вертикальные смещения кратера есть проявления одного физического феномена. Об этом свидетельствуют спектральная согласованность, временное совпадение и корреляция между смещением купола и магнитудой ДВЗ и указывают на поднятие купола как на проявление механизма возникновения ДВЗ для вулкана Сантьягуито. Основные частоты ДВЗ расположены в интервале 0,5–2 Гц. Вертикальное движение вниз в наблюдениях не отмечается, что связывается с трудностью наблюдения из-за газо-пеплового выброса, сопровождающего смещение.

Экспериментальному и теоретическому изучению ДВЗ посвящено множество работ [для примера *Chouet, 1996; Crosson and Bame, 1985; Fujita et al., 1995; Kumagai and Chouet, 1999; 2001; Neuberg et al., 2006*]. Основным механизмом возникновения ДВЗ считается механизм резонансного возбуждения колебаний некоторой полости, заполненной газо-пепловыми компонентами магматического расплава [*Chouet, 1996*]. Это модельное описание хорошо соответствует наблюдениям и позволяет оценить размеры камеры и свойства газа. Существенным недостатком этой модели является невозможность существования газовой полости, незалечивающейся длительное время между периодами активизации вулкана. Также множество работ посвящено установлению отдельных полу-эмпирических математических закономерностей как самого явления ДВЗ, так и механизмов, приводящих к его возникновению, а также моделей движения лавовой пробки [например, *Уткин и Мельник, 2018; Шакирова и др., 2020; Girona et al., 2019; Iverson et al., 2006; Johnson et al., 2014; Ozerov et al., 2003*].

В работах [*Радионон, 2020; 2023*] представлен альтернативный механизм возникновения ДВЗ, учитывающий динамические процессы в магматическом канале вулкана с реологией тела Максвелла. Здесь сам канал является резонатором, который испытывает гармонические затухающие колебания, частота которых определяется геометрическими размерами канала и свойствами магмы, а коэффициент затухания – временем релаксации магмы. В настоящей работе рассматриваются вертикальные движения магмы согласно модельному механизму возникновения ДВЗ, изложенному в [*Радионон, 2023*] и является продолжением этой работы.

Математическая модель

Комбинируя уравнение движения

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial r} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} - g + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \sigma^{rz}}{\partial r} + \frac{\partial \sigma^{zz}}{\partial z} + \frac{\sigma^{rz}}{r} \right),$$

и выражение для линейной реологической модели Максвелла $\sigma^{ij} + \lambda(\partial \sigma^{ij} / \partial t) = \mu \epsilon^{ij}$, несложно получить уравнение для описания малых осцилляций вертикальной скорости движения сжимаемого магматического расплава в канале вулкана:

$$\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} + \frac{1}{\lambda} \frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\mu}{\lambda \rho_0} \left(\frac{\partial^2 w}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial w}{\partial r} \right) = -\frac{1}{\lambda \rho_0} \left(\frac{\partial p}{\partial z} + \rho_0 g \right) - \frac{g}{\lambda \rho_0} \rho, \quad (1)$$

где (r, θ, z) – цилиндрическая система координат: z – вертикальная ось, r – радиус-вектор; t – время; $p, \rho, \mu, E, \lambda = \mu/E$ – давление, плотность, вязкость, модуль упругости и время релаксации магмы; w – компонента скорости направленная вдоль оси цилиндра (осевая компонента), положительное значение которой соответствует направлению вверх; σ^{ij} – тензор напряжений, где $(i, j) = (r, \theta, z)$; ε^{ij} – тензор скоростей деформации, g – постоянное ускорение свободного падения; $(\partial p/\partial z + \rho_0 g)$ – литостатический перепад давления. Плотность магматического расплава записывается в виде суммы $\rho = \rho_0 + \rho$, где $\rho_0 = \text{const}$, $\rho = \rho(r, z, t)$ – малое изменение плотности. Рассматривается цилиндрический канал вулкана радиусом R , заполненный магматическим расплавом с реологией Максвелла. Принимаются те же упрощающие предположения, что и в работе [Радионон, 2023].

Для определения решения уравнения (1) используются граничные и начальные условия:

$$w(r = 0) < \infty, \quad w(r = R) = 0, \quad w(r, t = 0) = \Phi(r), \quad \frac{\partial w}{\partial t}(r, t = 0) = \Psi(r). \quad (2)$$

Решения

Решение для малого возмущения плотности $\rho(r, t)$ показано в работе [Радионон, 2023]:

$$\rho(r, t) = \exp\left(-\frac{t}{2\lambda}\right) \sum_{n=1}^{\infty} J_0\left(\omega_{1,n} \frac{r}{R}\right) \left[\varphi_n \cos(t\gamma_n) + \frac{1}{\gamma_n} \left(\psi_n + \frac{\varphi_n}{2\lambda} \right) \sin(t\gamma_n) \right]. \quad (3)$$

Здесь $\varphi(r) = \rho(r, t = 0)$ – начальное условие для возмущения плотности; $\psi(r) = \partial \rho / \partial t(r, t = 0)$ – начальное условие для скорости возмущения плотности; $J_0(x)$ – функция Бесселя нулевого порядка, φ_n – коэффициент разложения функции $\varphi(r)$ в ряд по функциям Бесселя первого порядка $J_1(\omega_{1,n} r/R)$, $n = 1, 2, 3, \dots$; ψ_n – коэффициент разложения функции $\psi(r)$ в такой же ряд;

$$\gamma_n^2 = \frac{\mu}{\lambda \rho_0} \frac{\omega_{1,n}^2}{R^2} - \frac{1}{4\lambda^2}, \quad (4)$$

$\omega_{1,n}$ – n -й положительный корень уравнения $J_1(\omega) = 0$, $n = 1, 2, 3, \dots$. Выражение (4) записано для случая $\gamma_n^2 > 0$, когда возможно осциллирующее поведение во времени.

Уравнение (1) зависит от изменений плотности, которые приводят к нарушению локального литостатического равновесия. Величина $\Delta p/H = \partial p/\partial z + \rho_0 g$, где H – глубина канала, в уравнении (1) при неизменной плотности является тем перепадом давления, под действием которого магма течет вверх по каналу вулкана. Практически во всех случаях течения магмы по каналам вулканов величиной $\Delta p/H$ можно пренебречь, однако здесь это слагаемое учитывается. Если плотность в некоторой точке радиуса канала изменяется на величину ρ , к градиенту давления добавляется величина ρg , которая зачастую существенно превышает $\Delta p/H$.

Решение неоднородного уравнения (1) ищется как сумма однородного уравнения (1) с ненулевыми начальными условиями и неоднородного уравнения (1) с нулевыми начальными условиями. При постоянной плотности магмы в канале (при $\rho = 0$), решение уравнения (1) показано в [Радионон, 2020]. Учет изменений плотности добавляет к искомому решению еще одно слагаемое. При нулевых начальных и граничных условиях (2): $\Phi(r) \equiv 0, \Psi(r) \equiv 0$, вертикальная компонента скорости определяется из (1) только правой частью этого уравнения. Другими словами, осцилляции вертикальной скорости индуцируются осцилляциями плотности.

Для решения (1) принимается подстановка [Полянин, 2001]: $w(r, t) = \exp(-t/2\lambda)W(r, t)$, которая приводит к уравнению

$$\frac{\partial^2 W}{\partial t^2} - \frac{\mu}{\lambda \rho_0} \left(\frac{\partial^2 W}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial W}{\partial r} \right) = \frac{1}{4\lambda^2} W + P(r, t).$$

Здесь $P(r, t) = -\exp(t/2\lambda)\rho g/(\lambda\rho_0)$. Решение есть [Полянин, 2001, стр. 295]:

$$W(r, t) = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^R \Phi(\xi)G(r, \xi, t)d\xi + \int_0^R \Psi(\xi)G(r, \xi, t)d\xi + \int_0^t \int_0^R P(\xi, \tau)G(r, \xi, t - \tau)d\xi d\tau, \tag{5}$$

где функция Грина имеет вид:

$$G(r, \xi, t) = \exp\left(-\frac{t}{2\lambda}\right) \sum_{i=1}^{\infty} \frac{2\xi}{R^2 J_1^2(\omega_{0,i})} J_0\left(\omega_{0,i} \frac{r}{R}\right) J_0\left(\omega_{0,i} \frac{\xi}{R}\right) \frac{\sin(t\delta_i)}{\delta_i},$$

$\omega_{0,i}$ – i -й положительный корень уравнения $J_0(\omega) = 0$, $i = 1, 2, 3, \dots$,

$$\delta_i^2 = \frac{\mu}{\lambda\rho_0} \frac{\omega_{0,i}^2}{R^2} - \frac{1}{4\lambda^2}, \tag{6}$$

отличается от (4) величиной $\omega_{0,i}$.

Решение (5) можно записать в виде

$$w(r, t) = -\frac{\Delta p}{4\mu H} (R^2 - r^2) + \exp\left(-\frac{t}{2\lambda}\right) \sum_{n=1}^{\infty} W_n^{\text{hom}} + \frac{2g}{\rho_0} \exp\left(-\frac{t}{2\lambda}\right) \sum_{i=1}^{\infty} \sum_{n=1}^{\infty} W_{i,n}. \tag{7}$$

Здесь

$$W_n^{\text{hom}} = J_0\left(\omega_{0,n} \frac{r}{R}\right) \left[\Phi_n \cos(\gamma_n t) + \left(\Psi_n - \frac{\Phi_n}{2\lambda} \right) \frac{1}{\gamma_n} \sin(\gamma_n t) \right],$$

$$W_{i,n} = J_0\left(\omega_{0,i} \frac{r}{R}\right) \frac{\omega_{1,n} J_0(\omega_{0,i}) J_1(\omega_{1,n}) - \omega_{0,i} J_1(\omega_{0,i}) J_0(\omega_{1,n})}{\gamma_n \delta_i J_1^2(\omega_{0,i}) (\omega_{0,i}^2 - \omega_{1,n}^2) d_{i,n}}$$

$$\times [a_{i,n} \lambda \gamma_n \delta_i \cos(\gamma_n t) + c_{i,n} \delta_i \sin(\gamma_n t) - \gamma_n \lambda \exp\left(-\frac{t}{2\lambda}\right) (\delta_i a_{i,n} \cos(\delta_i t) + b_{i,n} \sin(\delta_i t))],$$

где для сокращения обозначено

$$d_{i,n} = \left(\frac{1}{4} + (\delta_i + \gamma_n)^2 \lambda^2 \right) \left(\frac{1}{4} + (\delta_i - \gamma_n)^2 \lambda^2 \right),$$

$$a_{i,n} = (\delta_i^2 - \gamma_n^2) \lambda^2 \varphi_n - \lambda \psi_n - \frac{\varphi_n}{4},$$

$$b_{i,n} = (\delta_i^2 - \gamma_n^2) \lambda^2 \psi_n + \delta_i^2 \lambda \varphi_n - \frac{\psi_n}{4},$$

$$c_{i,n} = (\delta_i^2 + \gamma_n^2) \lambda^3 \psi_n - \frac{(\gamma_n^2 + \delta_i^2) \lambda^2 \varphi_n}{2} + \frac{\lambda \psi_n}{4} + \frac{\varphi_n}{8}.$$

В (7) наиболее значимые амплитуды имеют три гармоники вертикальной скорости близкие к основной гармонике в разложении для плотности (3). Это видно и из структуры решения: при близких значениях $\omega_{1,i}, \omega_{0,n}$ и δ_n, γ_i знаменатель уменьшается, что приводит к увеличению амплитуды соответствующей гармоники. Другими словами, если возбуждается вторая гармоника в (3), то существенно значимые амплитуды в (7) имеют первая, вторая и третья гармоники. С ростом номера гармоники i ее амплитуда в (7) быстро уменьшается, при фиксированном номере n . Это означает, что если наблюдаются три гармоники в осцилляциях вертикальной скорости (например, $\approx 0,5; 1,0; 2,0$ сек. для вулкана Сантьягуито), то можно предполагать, что амплитуда второй гармоники является наибольшей в возмущении плотности (3). Если же возбуждается первая гармоника в (3), то есть $n = 1$, то вертикальные осцилляции в (7) содержат две гармоники, первую и вторую, амплитуда которых значима, остальные

имеют заметно меньшую амплитуду. Зачастую наблюдаются две гармоники при измерениях ДВЗ во множестве вулканических центров. Конечно, эти утверждения носят оценочный характер, поскольку конкретный вид разложения (3) определяется начальными условиями и может содержать множество гармоник с разными амплитудами, но (7) описывает один из механизмов, приводящий к появлению нескольких гармоник в сигнале.

Анализ модели и обсуждение

Решение (7) показывает, что сам канал вулкана является осциллятором, в котором могут возникать связанные с изменением плотности колебания, которые, в свою очередь, индуцируют осцилляции вертикальной скорости. Частота этих осцилляций определяется видом начальных условий (2) и начальных условий $\varphi(r)$, $\psi(r)$ для возмущения плотности магмы, свойствами магматического расплава и геометрией канала. Коэффициент затухания в (7) определяется временем релаксации магмы λ .

Применим модель (7) для описания наблюдений динамики движения заполняющей кратер вулкана магмы во время возникновения ДВЗ, которые сопровождаются выбросом газо-пепловой смеси, представленные в работе [Johnson et al., 2008].

Предполагаемая длина канала в 1000 м является правдоподобной оценкой длины канала, поскольку множество ДВЗ фиксируется именно на этой глубине, хотя канал может быть и длиннее. В верхних 1000 метров канала заметно содержание пузырьков и сжимаемость магматического расплава велика, что обосновывает применимость механизма колебаний сжимаемой магмы и решения (3).

Величина $\Delta p/H$ оценивается по расходу вулкана в соответствии с решением Пуазейля. Для магмы вулкана Сантьягуито имеется оценка плотности $\rho_0 = 1800 \div 2400$ кг/м³ со средним значением $\rho_0 = 2100$ кг/м³. Указывается, что вулкан растет со средней скоростью 0,41 м³/с или расход $Q \approx 0,41\rho_0 = 1025$ кг/с. Из закона Пуазейля следует $\Delta p/H \approx 0,03$. Эта величина соответствует тому перепаду давления, под действием которого магма течет по каналу. Эта величина пренебрежимо мала по сравнению с малым возмущением плотности $g\rho$ при рассмотрении ДВЗ.

Оценка амплитуды возмущения плотности довольно произвольна и определяется, вероятно, процессами нуклеации/быстрого роста пузырьков на некоторой глубине в канале вулкана. При этом магма рассматривается как однофазная сжимаемая среда. Величина плотности $\rho'_0 = 2700$ кг/м³ магмы без пузырьков на глубине более 1000 м не кажется завышенной оценкой. Плотность магмы вблизи поверхности может составлять $\rho_0 = 1800$ кг/м³. Таким образом, максимальное значение возмущения плотности может достигать $\rho \approx 900$ кг/м³ для интенсивных спонтанных процессов нуклеации и роста пузырьков, которые могут приводить к значительным возмущениям плотности. Поскольку магма поднимается медленно и все время подъема пузырьки растут, реальное значение возмущения плотности при дегазации магмы на глубине 1000 м существенно меньше. Примем оценку для $\rho = 1 \div 100$ кг/м³.

Для вулкана Сантьягуито, Гватемала, параметры модели (7) выбирались следующими: $\rho_0 = 2100$ кг/м³, $\mu = 10^{7,3}$ Па·с, $R = 100$ м, $\lambda = 5$ с, рассматривалась первая гармоника возмущения плотности $n = 1$ в (7), вторая сумма в (7) ограничивалась пятью первыми слагаемыми ($i = 1, 2, \dots, 5$ в (7)), возмущение плотности $\varphi_1 = 100$ кг/м³, $\psi_n = 0$, $\Delta p/H = 0$ Па/м, начальные условия также принимались нулевыми: $\Phi = 0$, $\Psi = 0$. Периодически возникающие ДВЗ вулкана Сантьягуито имеют разную амплитуду, но близкие спектральные характеристики. Различная амплитуда сигнала ДВЗ может учитываться в модели (7) отличающимися значениями возмущения плотности ρ .

Вычисления по (7) показывают, что при возмущении плотности $\rho \sim 100$ кг/м³ вертикальная скорость имеет амплитуду порядка 0,015 м/с, а ускорения – порядка 0,06 м/с². Эти значения ускорений приблизительно в 600 раз меньше наблюдаемых. Однако спектральные характеристики, структура и динамика осцилляций, скорости движения фронта деформации на поверхности кратера, предсказываемые выражением (7), хорошо соответствуют измерениям.

Радиальное распределение вертикальной скорости w , вычисленное согласно (7) в последовательные разные моменты, показано на рис. 1. Этот рисунок демонстрирует прохождение фронта волны на поверхности кратера. Движение начинается в центральной области канала ($r = 0$) и распространяется на периферию.

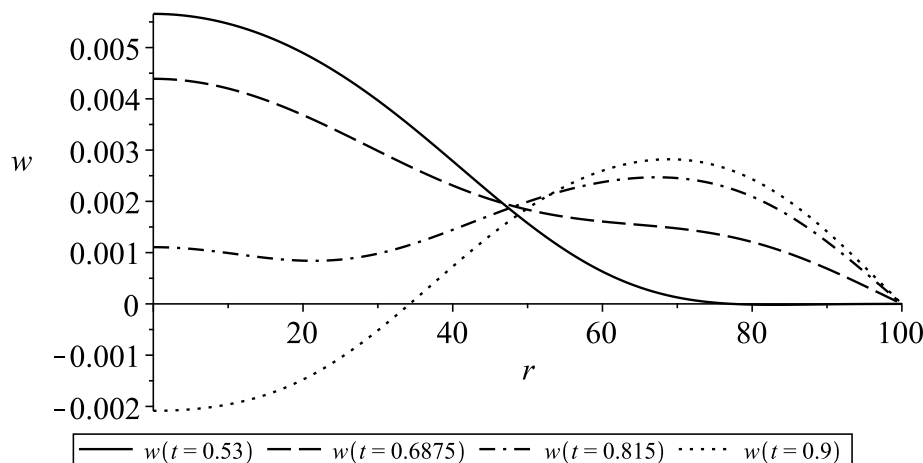


Рис. 1. Радиальное распределение вертикальной скорости w , время в секундах. Значения параметров: $n = 1$; $i = 1, 2, 3, 4, 5$; $\rho_0 = 2100$ кг/м³; $\mu = 10^{7,3}$ Па·с; $R = 100$ м; $\lambda = 5$ с; $\varphi_1 = 100$ кг/м³, $\psi_n = 0$.

Горизонтальные скорости движения фронта волны оцениваются из (7) как отношение волнового числа к частоте гармонических осцилляций: $\delta_n R / \omega_{0,n} \approx 31,7$ м/с и $\gamma_i R / \omega_{0,n} \approx 44,8$ м/с, вычисленные при вязкости $\mu = 10^{7,3}$ Па·с, и мало зависят от номера гармоники. Таким образом, модель (7) показывает существование двух скоростей движения фронта волны. В наблюдениях отмечают для скорости движения фронта деформации значения от 30 до 50 м/с [Johnson et al., 2008], что позволяет сделать вывод, что модель удовлетворительно описывает наблюдаемый интервал скорости радиального движения поверхности кратера. Динамика фронта волны, наблюдаемой на поверхности кратера, также качественно совпадает с измерениями: начальное самое амплитудное движение возникает в центре кратера (в точке выхода центра канала на поверхность) и далее распространяется на периферию.

Для этих оценок использовалась амплитуда возмущения плотности $\varphi_1 = 100$ кг/м³, которая составляет порядка 3% от плотности магмы без пузырьков и порядка 5% от плотности магмы, содержащей пузырьки. Однако этого значения возмущения плотности недостаточно, чтобы объяснить наблюдающиеся вертикальные ускорения поверхности кратера (порядка 20–30 м/с²), для объяснения которых требуются возмущения плотности, приблизительно в 600 раз превосходящие выбранное значение. Даже если использовать максимальную оценку для возмущения плотности $\varphi_1 = 1000$ кг/м³ требуется усиление сейсмического сигнала в 60 раз, чтобы описать наблюдающиеся ускорения на поверхности кратера. При большой скорости возникновения возмущений величина ψ_n значительна и граничное условие $\psi(r)$ может объяснить наблюдательные данные. Механизмы, приводящие к усилению сейсмического сигнала в каналах вулканов, существуют и могут быть следующими.

В столбе пузырьковой магмы действуют физические процессы усиления сейсмического сигнала, которые происходят за счет энергии пузырьков, что обсуждается в [Kurzon et al., 2005; 2011]. Подробный учет этих явлений возможен в рамках детальных численных моделей прохождения сейсмических волн в пузырьковой магме. Величина усиления сейсмического сигнала зависит от везикулярности и газонасыщенности магмы, глубины канала и, по всей видимости, является уникальной характеристикой для каждого вулкана. Другим возможным механизмом является усиление вертикального движения верхних слоев магматического канала вулкана Сантьягuito, связанное с нелинейным трением лавовой пробки со стенками канала, показанное в работе [Iverson et al.,

2006]. Также представленный механизм может являться триггером, инициирующим вертикальные движения в моделях взаимодействия лавовой пробки с газо-насыщенной областью под ней [Уткин и Мельник, 2018; Girona et al., 2019; Johnson et al., 2014]. Также возможно усиление сейсмического сигнала в геометрически сложных магматических каналах и в связи с нелинейностью закономерностей распространения сейсмического сигнала в реологически сложных средах.

Гармонические колебания (7) состоят из нескольких гармоник, первые несколько осцилляций могут усиливаться, а затем затухают. Также вертикальные смещения (7) канала вулкана имеют две или три гармоники в случае, если осцилляции плотности возбуждаются с одной гармоникой. В сейсмическом сигнале ДВЗ зачастую отмечаются также две-три гармоники, что позволяет полагать, что решение (7) не противоречит наблюдениям.

Модельные вертикальные смещения (7) не зависят от вертикальной координаты. На поверхности кратера они наблюдаются непосредственно, а на некоторой глубине порядка 1000 м, где магма уже не является существенно сжимаемой, эти осцилляции деформируют глубокие слои магмы. Эти деформации являются гармоническими и могут быть интерпретированы как одна единственная сила, которая формирует соответствующий механизм источника этих деформаций. Для ДВЗ зачастую применяется механизм источника, связанный с действием одной силы [например, Nishimura et al., 1995; Ohmi and Obara, 2002].

Экспериментальные исследования [Анфилогов и др., 2005; Лебедев и Хитаров, 1979; Персиков, 1984; Gonnermann and Manga, 2007] показывают, что реология магмы не соответствует линейной модели Максвелла, а является более сложной. Часто принимается зависимость вязкости магмы от первого и второго инвариантов тензора скоростей деформации [например, Бармин и др., 2012]. Подобную экспериментально установленную зависимость вязкости от скоростей деформации можно использовать и в рамках линейной модели Максвелла, что может уточнить получаемые результаты, однако, в рамках аналитического рассмотрения этого сделать не удается.

При помощи выражения для кинетической энергии вертикального движения столба магмы в канале $\rho_0 \pi H R^2 w^2 / 2 \approx 8 \cdot 10^4$ Дж, где $\rho_0 = 2000$ кг/м³, $H = 1000$ м, $R = 100$ м, $w = 0,005$ м/с (рис. 1), получается энергетическая оценка для ДВЗ, при условии, что заметные скорости наблюдаются только вблизи оси канала, или магнитуда $4 \div 5$, и также зависит от возмущения плотности. Наблюдающиеся магнитуды ДВЗ на Сантьягuito составляют $1,8 \div 5,6$ [Gottschämmer et al., 2021; Lamb et al., 2019], а магнитуда самых сильных сейсмических событий превышает 6. Полученная оценка соответствует интервалу магнитуд наблюдающихся ДВЗ.

Предлагаемая модель удовлетворительно объясняет наблюдаемые спектральные характеристики ДВЗ для вулкана Сантьягuito. Также частоты и коэффициенты затухания ДВЗ, свойства магмы и геометрические характеристики канала находятся в удовлетворительном соответствии с имеющимися оценками этих величин. Это соответствие как качественное, так и количественное. В результате применения модели (7) можно сделать вывод, что применение линейной модели Максвелла оказывается удовлетворительным для описания ДВЗ и может продуктивно использоваться, по крайней мере, в некоторых случаях.

Заключение

В литературе представлено множество математических моделей возможных физических механизмов, которые привлекаются для объяснения многообразия различных проявлений вулканической активности, в частности ДВЗ, происходящих при активизации вулкана и его извержения. Математическая модель одного из возможных механизмов, основанного на решении уравнений сохранения, с учетом сложной реологии магмы и ее сжимаемости, представлена в настоящей работе. Модель показывает, что ДВЗ могут быть объяснены колебаниями самой магматической питающей системы вулкана, в частности его канала или боковых рукавов. Наблюдающаяся динамика

горизонтальных деформаций поверхности кратера при ДВЗ для вулкана Сантьягуито удовлетворительно описывается представленной моделью как проявление осцилляций канала вулкана.

Благодарность. Автор выражает благодарность рецензентам журнала «Russian Journal of Earth Sciences» за полезное обсуждение и ценные замечания.

Список литературы

- Анфилогов В. Н., Быков В. Н., Осипов А. А. Силикатные расплавы. — Москва : Наука, 2005. — 357 с.
- Бармин А. А., Мельник О. Э., Скульский О. И. Модель стационарного неизотермического течения магмы в канале вулкана с учетом скольжения на границе // Вычислительная механика сплошных сред. — 2012. — Т. 5, № 2. — С. 354–358. — DOI: [10.7242/1999-6691/2012.5.3.42](https://doi.org/10.7242/1999-6691/2012.5.3.42).
- Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Физические свойства магматических расплавов. — Москва : Наука, 1979. — 200 с.
- Персиков Э. С. Вязкость магматических расплавов. — Москва : Наука, 1984. — 159 с.
- Полянин А. Д. Справочник по линейным уравнениям математической физики. — Москва : Физико-математическая литература, 2001. — 576 с.
- Радионон А. А. О малых колебаниях магмы в питающей системе вулкана // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. — 2020. — 1 (205). — С. 78–84. — DOI: [10.18522/1026-2237-2020-1-78-84](https://doi.org/10.18522/1026-2237-2020-1-78-84).
- Радионон А. А. Аналитическая модель малых колебаний сжимаемой магмы с реологией Максвелла в питающей системе вулкана. Часть 1. Осцилляции плотности // Russian Journal of Earth Sciences. — 2023. — Т. 23. — ES2005. — DOI: [10.2205/2023ES000845](https://doi.org/10.2205/2023ES000845).
- Уткин И. С., Мельник О. Э. Динамика взрывной дегазации вулкана // Труды математического института им. В. А. Стеклова. — 2018. — Т. 300, № 01. — С. 190–196. — DOI: [10.1134/s0371968518010156](https://doi.org/10.1134/s0371968518010156).
- Шакирова А. А., Фирстов П. П., Паровик Р. И. Феноменологическая модель генерации землетрясений сейсмического режима «Drumbeats», сопровождавших извержение вулкана Кизимен в 2011–2012 гг. // Вестник КРАУНЦ. Физико-математические науки. — 2020. — Т. 33, № 4. — С. 86–101. — DOI: [10.26117/2079-6641-2020-33-4-86-101](https://doi.org/10.26117/2079-6641-2020-33-4-86-101).
- Chouet B. A. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting // Nature. — 1996. — Vol. 380, no. 6572. — P. 309–316. — DOI: [10.1038/380309a0](https://doi.org/10.1038/380309a0).
- Crosson R. S., Bame D. A. A spherical source model for low frequency volcanic earthquakes // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 1985. — Vol. 90, B12. — P. 10237–10247. — DOI: [10.1029/JB090iB12p10237](https://doi.org/10.1029/JB090iB12p10237).
- Fujita E., Ida Y., Oikawa J. Eigen oscillation of a fluid sphere and source mechanism of harmonic volcanic tremor // Journal of Volcanology and Geothermal Research. — 1995. — Vol. 69, no. 3/4. — P. 365–378. — DOI: [10.1016/0377-0273\(95\)00027-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00027-5).
- Girona T., Caudron C., Huber C. Origin of Shallow Volcanic Tremor: The Dynamics of Gas Pockets Trapped Beneath Thin Permeable Media // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2019. — Vol. 124, no. 5. — P. 4831–4861. — DOI: [10.1029/2019JB017482](https://doi.org/10.1029/2019JB017482).
- Gonnermann H. M., Manga M. The Fluid Mechanics Inside a Volcano // Annual Review of Fluid Mechanics. — 2007. — Vol. 39, no. 1. — P. 321–356. — DOI: [10.1146/annurev.fluid.39.050905.110207](https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.39.050905.110207).
- Gottschämmer E., Rohnacher A., Carter W., *et al.* Volcanic emission and seismic tremor at Santiaguito, Guatemala: New insights from long-term seismic, infrasound and thermal measurements in 2018–2020 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. — 2021. — Vol. 411. — P. 107154. — DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2020.107154](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107154).
- Iverson R. M., Dzurisin D., Gardner C. A., *et al.* Dynamics of seismogenic volcanic extrusion at Mount St Helens in 2004–05 // Nature. — 2006. — Vol. 444, no. 7118. — P. 439–443. — DOI: [10.1038/nature05322](https://doi.org/10.1038/nature05322).
- Johnson J. B., Lees J. M., Gerst A., *et al.* Long-period earthquakes and co-eruptive dome inflation seen with particle image velocimetry // Nature. — 2008. — Vol. 456, no. 7220. — P. 377–381. — DOI: [10.1038/nature07429](https://doi.org/10.1038/nature07429).
- Johnson J. B., Lyons J. J., Andrews B. J., *et al.* Explosive dome eruptions modulated by periodic gas-driven inflation // Geophysical Research Letters. — 2014. — Vol. 41, no. 19. — P. 6689–6697. — DOI: [10.1002/2014GL061310](https://doi.org/10.1002/2014GL061310).
- Kumagai H., Chouet B. A. The complex frequencies of long-period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes // Geophysical Journal International. — 1999. — Vol. 138, no. 2. — P. F7–F12. — DOI: [10.1046/j.1365-246X.1999.00911.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00911.x).
- Kumagai H., Chouet B. A. The dependence of acoustic properties of a crack on the resonance mode and geometry // Geophysical Research Letters. — 2001. — Vol. 28, no. 17. — P. 3325–3328. — DOI: [10.1029/2001GL013025](https://doi.org/10.1029/2001GL013025).
- Kurzon I., Lyakhovskiy V., Lensky N. G., *et al.* Forcing of seismic waves travelling through a bubbly magma // AGU Fall Meeting Abstracts. Vol. 2005. — New York : AGU, 2005.

- Kurzon I., Lyakhovsky V., Navon O., *et al.* Pressure waves in a supersaturated bubbly magma: Pressure waves and bubbly magma // *Geophysical Journal International*. — 2011. — Vol. 187, no. 1. — P. 421–438. — DOI: [10.1111/j.1365-246X.2011.05152.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05152.x).
- Lamb O. D., Lamur A., Díaz-Moreno A., *et al.* Disruption of Long-Term Effusive-Explosive Activity at Santiaguito, Guatemala // *Frontiers in Earth Science*. — 2019. — Vol. 6. — DOI: [10.3389/feart.2018.00253](https://doi.org/10.3389/feart.2018.00253).
- Neuberg J. W., Tuffen H., Collier L., *et al.* The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2006. — Vol. 153, no. 1/2. — P. 37–50. — DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2005.08.008](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.08.008).
- Nishimura T., Hamaguchi H., Ueki S. Source mechanisms of volcanic tremor and low-frequency earthquakes associated with the 1988-89 eruptive activity of Mt Tokachi, Hokkaido, Japan // *Geophysical Journal International*. — 1995. — Vol. 121, no. 2. — P. 444–458. — DOI: [10.1111/j.1365-246X.1995.tb05725.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb05725.x).
- Ohmi S., Obara K. Deep low-frequency earthquakes beneath the focal region of the Mw 6.7 2000 Western Tottori earthquake // *Geophysical Research Letters*. — 2002. — Vol. 29, no. 16. — DOI: [10.1029/2001GL014469](https://doi.org/10.1029/2001GL014469).
- Ozerov A., Ispolatov I., Lees J. Modeling Strombolian eruptions of Karymsky volcano, Kamchatka, Russia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2003. — Vol. 122, no. 3/4. — P. 265–280. — DOI: [10.1016/S0377-0273\(02\)00506-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00506-1).

ANALYTICAL MODEL OF SMALL FLUCTUATIONS OF COMPRESSIBLE MAGMA WITH MAXWELL RHEOLOGY IN THE FEEDING SYSTEM OF A VOLCANO. PART 2. OSCILLATIONS OF VERTICAL VELOCITY

A. A. Radionoff^{1,**} 

¹Southern Mathematical Institute – the Affiliate of Vladikavkaz Scientific Center of the RAS, Vladikavkaz, Russia

****Correspondence to:** Anatoly Radionoff, aar200772@mail.ru.

The analytical solution for vertical magma movements in a volcanic conduit within the occurrence of low-frequency volcanic seismic events is presented. Magma is described by Maxwell's compressible body model. When the density of the magmatic melt is disturbed, for example, when dense magma enters from deep layers or the melt degasses at a certain depth, density oscillations may occur in the channel as a reaction to this event. For the magma conduit of the simplest cylindrical shape, the magma density and two components of the velocity of movement are subject to oscillations. In this case, the vertical component of the velocity experiences forced oscillations, both under the influence of density oscillations and under the influence of the initiating disturbance. All these oscillations are harmonic damped oscillations, the damping coefficient of which is determined by the relaxation time of the magmatic melt, and the natural frequency depends on the physical characteristics of the magmatic melt and the geometric dimensions of the conduit. Melt density oscillations lead to periodic variations in the lithostatic pressure drop, which in turn causes vertical movements of the melt, the most amplitude along the axis of the magma conduit. The model is used to describe crater surface displacements observed on the surface of the Santiaguito volcano crater.

Keywords: Volcanic low-frequency earthquakes, volcano feeding system, Maxwell rheology, compressible magmatic body, analytical model.

Citation: Radionoff, A. A. (2024), Analytical Model of Small Fluctuations of Compressible Magma With Maxwell Rheology in the Feeding System of a Volcano. Part 2. Oscillations of Vertical Velocity, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3011, <https://doi.org/10.2205/2024ES000912>, EDN: XKIQCY

Received: 16 October 2023

Accepted: 22 May 2024

Published: 27 August 2024



© 2024. The Authors.

References

- Anfilogov V. N., Bykov V. N., Osipov A. A. Silicate melts. — Moscow : Nauka, 2005. — P. 357.
- Barmin A., Melnik O., Skulskiy O. Model of a non-isothermal stationary magma flow in a volcanic conduit taking into account slip boundary conditions at the conduit wall // *Computational Continuum Mechanics*. — 2012. — Vol. 5, no. 2. — P. 354–358. — DOI: [10.7242/1999-6691/2012.5.3.42](https://doi.org/10.7242/1999-6691/2012.5.3.42).
- Chouet B. A. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting // *Nature*. — 1996. — Vol. 380, no. 6572. — P. 309–316. — DOI: [10.1038/380309a0](https://doi.org/10.1038/380309a0).
- Crosson R. S., Bame D. A. A spherical source model for low frequency volcanic earthquakes // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1985. — Vol. 90, B12. — P. 10237–10247. — DOI: [10.1029/JB090iB12p10237](https://doi.org/10.1029/JB090iB12p10237).
- Fujita E., Ida Y., Oikawa J. Eigen oscillation of a fluid sphere and source mechanism of harmonic volcanic tremor // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 1995. — Vol. 69, no. 3/4. — P. 365–378. — DOI: [10.1016/0377-0273\(95\)00027-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00027-5).

- Girona T., Caudron C., Huber C. Origin of Shallow Volcanic Tremor: The Dynamics of Gas Pockets Trapped Beneath Thin Permeable Media // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2019. — Vol. 124, no. 5. — P. 4831–4861. — DOI: [10.1029/2019JB017482](https://doi.org/10.1029/2019JB017482).
- Gonnermann H. M., Manga M. The Fluid Mechanics Inside a Volcano // *Annual Review of Fluid Mechanics*. — 2007. — Vol. 39, no. 1. — P. 321–356. — DOI: [10.1146/annurev.fluid.39.050905.110207](https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.39.050905.110207).
- Gottschämmer E., Rohnacher A., Carter W., *et al.* Volcanic emission and seismic tremor at Santiaguito, Guatemala: New insights from long-term seismic, infrasound and thermal measurements in 2018-2020 // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2021. — Vol. 411. — P. 107154. — DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2020.107154](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107154).
- Iverson R. M., Dzurisin D., Gardner C. A., *et al.* Dynamics of seismogenic volcanic extrusion at Mount St Helens in 2004-05 // *Nature*. — 2006. — Vol. 444, no. 7118. — P. 439–443. — DOI: [10.1038/nature05322](https://doi.org/10.1038/nature05322).
- Johnson J. B., Lees J. M., Gerst A., *et al.* Long-period earthquakes and co-eruptive dome inflation seen with particle image velocimetry // *Nature*. — 2008. — Vol. 456, no. 7220. — P. 377–381. — DOI: [10.1038/nature07429](https://doi.org/10.1038/nature07429).
- Johnson J. B., Lyons J. J., Andrews B. J., *et al.* Explosive dome eruptions modulated by periodic gas-driven inflation // *Geophysical Research Letters*. — 2014. — Vol. 41, no. 19. — P. 6689–6697. — DOI: [10.1002/2014GL061310](https://doi.org/10.1002/2014GL061310).
- Kumagai H., Chouet B. A. The complex frequencies of long-period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes // *Geophysical Journal International*. — 1999. — Vol. 138, no. 2. — F7–F12. — DOI: [10.1046/j.1365-246X.1999.00911.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00911.x).
- Kumagai H., Chouet B. A. The dependence of acoustic properties of a crack on the resonance mode and geometry // *Geophysical Research Letters*. — 2001. — Vol. 28, no. 17. — P. 3325–3328. — DOI: [10.1029/2001GL013025](https://doi.org/10.1029/2001GL013025).
- Kurzon I., Lyakhovsky V., Lensky N. G., *et al.* Forcing of seismic waves travelling through a bubbly magma // *AGU Fall Meeting Abstracts*. Vol. 2005. — New York : AGU, 2005.
- Kurzon I., Lyakhovsky V., Navon O., *et al.* Pressure waves in a supersaturated bubbly magma: Pressure waves and bubbly magma // *Geophysical Journal International*. — 2011. — Vol. 187, no. 1. — P. 421–438. — DOI: [10.1111/j.1365-246X.2011.05152.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05152.x).
- Lamb O. D., Lamur A., Díaz-Moreno A., *et al.* Disruption of Long-Term Effusive-Explosive Activity at Santiaguito, Guatemala // *Frontiers in Earth Science*. — 2019. — Vol. 6. — DOI: [10.3389/feart.2018.00253](https://doi.org/10.3389/feart.2018.00253).
- Lebedev E. B., Khitarov N. I. Physical properties of magmatic melts. — Moscow : Nauka, 1979. — P. 200.
- Neuberg J. W., Tuffen H., Collier L., *et al.* The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2006. — Vol. 153, no. 1/2. — P. 37–50. — DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2005.08.008](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.08.008).
- Nishimura T., Hamaguchi H., Ueki S. Source mechanisms of volcanic tremor and low-frequency earthquakes associated with the 1988-89 eruptive activity of Mt Tokachi, Hokkaido, Japan // *Geophysical Journal International*. — 1995. — Vol. 121, no. 2. — P. 444–458. — DOI: [10.1111/j.1365-246X.1995.tb05725.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb05725.x).
- Ohmi S., Obara K. Deep low-frequency earthquakes beneath the focal region of the Mw 6.7 2000 Western Tottori earthquake // *Geophysical Research Letters*. — 2002. — Vol. 29, no. 16. — DOI: [10.1029/2001GL014469](https://doi.org/10.1029/2001GL014469).
- Ozerov A., Ispolatov I., Lees J. Modeling Strombolian eruptions of Karymsky volcano, Kamchatka, Russia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2003. — Vol. 122, no. 3/4. — P. 265–280. — DOI: [10.1016/S0377-0273\(02\)00506-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00506-1).
- Persikov E. S. Viscosity of magmatic melts. — Moscow : Nauka, 1984. — P. 159.
- Polyanin A. D. Handbook of linear equations of mathematical physics. — Moscow : Physical, Mathematical Literature, 2001. — P. 576.
- Radionoff A. A. On Small Oscillations Inside a Volcano Feeding System // *University News. North-Caucasian Region. Natural Sciences Series*. — 2020. — 1 (205). — P. 78–84. — DOI: [10.18522/1026-2237-2020-1-78-84](https://doi.org/10.18522/1026-2237-2020-1-78-84).
- Radionoff A. A. Analytical model of small fluctuations of compressible magma with Maxwell rheology in the feeding system of a volcano. Part 1. Density oscillations // *Russian Journal of Earth Sciences*. — 2023. — Vol. 23. — ES2005. — DOI: [10.2205/2023ES000845](https://doi.org/10.2205/2023ES000845).
- Shakirova A. A., Firstov P. P., Parovik R. I. Phenomenological model of the generation of the seismic mode «Drumbeats» earthquakes accompanying the eruption of Kizimen volcano in 2011-2012 // *Vestnik KRAUNC. Fiz.-mat. nauki*. — 2020. — Vol. 33, no. 4. — P. 86–101. — DOI: [10.26117/2079-6641-2020-33-4-86-101](https://doi.org/10.26117/2079-6641-2020-33-4-86-101).
- Utkin I. S., Melnik O. E. Dynamics of explosive degassing of a volcano // *Proceedings of the Mathematical Institute V. A. Steklova*. — 2018. — Vol. 300, no. 01. — P. 190–196. — DOI: [10.1134/s0371968518010156](https://doi.org/10.1134/s0371968518010156).

ФУНКЦИОНАЛЬНОЕ ЗОНИРОВАНИЕ УРБАНИЗИРОВАННЫХ
ТЕРРИТОРИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА ДЛЯ
РЕКРЕАЦИОННЫХ ЦЕЛЕЙХ. Ш. Забураева^{*1}, Ч. Ш. Забураев¹, М. Б. Седиева¹, и А. А. Шаипова^{1,2}¹Комплексный научно-исследовательский институт им. Х. И. Ибрагимова РАН, Грозный, Россия²Грозненский государственный нефтяной технический университет им. академика

М. Д. Миллионщикова, Грозный, Россия

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

В статье представлены результаты сравнительного анализа основных геоурбанистических процессов на Северо-Восточном Кавказе. Приведены современные концепции и подходы в трудах российских и зарубежных исследователей к функциональному зонированию городских территорий как важнейшего инструмента их регулирования и управления. За период 1986–2023 гг. выявлен значительный рост площади застроенных земель в крупных городах. Наиболее активные темпы застройки зафиксированы в Махачкале и Грозном. В рассмотренных в статье крупных городах за последнее десятилетие произошел рост площадей жилых и общественно-деловых зон. В современной структуре земельных фондов Махачкалы и Назрани доминируют сельскохозяйственные земли, а в Грозном также высока доля жилой зоны. Показано, что площади рекреационных зон в исследуемых городах недостаточны как для удовлетворения рекреационных потребностей горожан, так и для развития туризма. Обоснована целесообразность расширения рекреационных зон за счет сельскохозяйственных земель, а в Грозном еще и сокращения производственно-инженерной зоны. Оценка площадей городских лесопокрытых территорий и их картографическая визуализация выявили недостаточный уровень озелененности и неравномерность распределения лесных массивов. Крайне низкий уровень озеленения обнаружен в Назрани (менее 1%) и Махачкале (6%). С учетом выявленных особенностей и тенденций в соотношении функциональных зон в крупных городах Северо-Восточного Кавказа даны рекомендации по оптимизации функционального зонирования посредством регулирования соотношения функциональных зон, зеленых насаждений, включая вертикальное озеленение, внедрения элементов креативных лингвистических ландшафтов. Особое внимание уделено обеспечению многообразия зон рекреации.

Ключевые слова: функциональное зонирование, урбогеосистемы, города, устойчивость, рекреация, лесопокрытые земли.

Цитирование: Забураева, Х. Ш., Ч. Ш. Забураев, М. Б. Седиева, и А. А. Шаипова
Функциональное зонирование урбанизированных территорий Северо-Восточного Кавказа для рекреационных целей // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES3012. — DOI: 10.2205/2024es000931 — EDN: NAKKHK

<https://elibrary.ru/nakkkhk>

Получено: 5 августа 2024 г.

Принято: 26 августа 2024 г.

Опубликовано: 3 сентября 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

Введение

Актуальность проблем зонирования урбанизированных территорий обусловлена необходимостью поиска оптимальных решений в разделении их на функциональные зоны с определением состава, границ и режимов использования в условиях разрастающихся городов и современных геополитических, социально-экономических и геоэкологических вызовов и угроз. Данные проблемы давно стали предметом научного анализа во всем мире, тем не менее не существует универсальных подходов, обеспечивающих

устойчивое управление городами, как сложными социо-эколого-экономическими системами (урбогеосистемами) [Jing et al., 2022]. В современных исследованиях [Xue et al., 2022; Zhou et al., 2024] зачастую устойчивое развитие урбанизированных территорий связывают с разработкой и внедрением научно-обоснованных и эффективных способов их функционального зонирования.

В работе [Liu et al., 2021a] приводится обзор исследований по классификации и идентификации городских функциональных зон (ФЗ), опубликованных за период 2000–2021 гг. в международных базах данных Scopus и CNKI, который выявил общую тенденцию к росту с резким увеличением публикаций в 2018 г.

Функциональное зонирование рассматривается в качестве важнейшего инструмента регулирования и управления урбанизированными территориями [Громилини, 2020; Liu et al., 2021b]. Если градостроительная практика прежде была преимущественно ориентирована на экстенсивное освоение и увеличение площади застройки без должного внимания к благоустройству, то современные реалии требуют новых (ментальных) подходов к зонированию территории города, ориентированного на человека, с особым акцентом на рекреационные услуги [Jing et al., 2021]. В системе функционального зонирования территории рекреационные зоны призваны обеспечивать благоприятную среду для жизнедеятельности человека и включены в перечень обязательных зон [Маслова и Купряшина, 2020]. Урбанизированная рекреационная среда формируется под воздействием множества факторов: социально-экономических, медико-биологических, природных и материальных [Ворожейкина и др., 2016]. Пространственно-временная структура городских рекреационных зон отражает степень удовлетворения психологических потребностей человека.

Одной из наиболее актуальных на протяжении длительного времени в нашей стране концепций градостроительного развития остается ландшафтная концепция, рассматривающая современный город как синтез архитектурной и природной среды [Кочуров и др., 2024]. В развитии городов южного региона России прослеживаются некоторые элементы сходства, проявляющиеся в многообразии схем планировочной организации городских территорий, доминировании определенных функций, значительном инвестиционном потенциале рекреационных районов, полиэтничном и поликонфессиональном составе населения и др. [Алиева и Овчинникова, 2020].

Регионы Северо-Восточного Кавказа (СВК) относятся к слабоурбанизированным регионам России [Забураева и Краснов, 2016]. Согласно статистическим данным по состоянию на 1 января 2024 года доля городского населения от общей численности в Чечне, Ингушетии и Дагестане составляет 38%, 54% и 45%, соответственно. Крупные города Северо-Восточного Кавказа играют ключевую роль в развитии рекреации и туризма, поскольку в них сосредоточены основные объекты социально-культурного наследия и инновационный потенциал (материальные, финансовые и интеллектуальные ресурсы), наиболее развита транспортная сеть, функционируют международные аэропорты (Грозный (Северный), Магас и Махачкала), откуда регулярно выполняются рейсы по многим направлениям России и зарубежья [Zaburaeva et al., 2023].

Цель работы – анализ функционального зонирования территорий крупных городов Северо-Восточного Кавказа в контексте развития рекреации и туризма.

Объекты исследования

Анализ соотношения использования территории по целевому назначению осуществлялся на материалах наиболее крупных административных центров СВК (Грозный, Назрань, Махачкала). Выбор города Назрань обусловлен тем, что он многократно превосходит нынешнюю столицу республики по площади и численности населения. На значительную роль и статус исследуемых городов указывает и тот факт, что свыше 1/3 численности лиц, работающих в организациях Чечни и Дагестана, а также около половины численности работающих в организациях Ингушетии, не относящихся к субъектам малого предпринимательства, задействованы именно в этих городах.

Материалы и методика исследования

Зонирование городских территорий выполнено с учетом зон, определенных Градостроительным кодексом РФ (2004). По доминирующему типу использования выделены: жилая, общественно-деловая, рекреационная, производственно-инженерная, сельскохозяйственная и зона специального назначения. Для этих целей применялись комбинированные методы визуального и автоматизированного дешифрирования территорий, ГИС-технологий.

Как показывает мировой опыт, геоинформационные системы хорошо зарекомендовали себя в идентификации городских пространственных функций [Chen et al., 2021; Luo et al., 2023]. Картографическая визуализация городских ФЗ имеет большое значение для городского управления, проектирования и устойчивого развития [Fan et al., 2021].

В качестве исходных данных нами использовались снимки в видимом диапазоне со спутников серии Landsat TM/ETM с пространственным разрешением 15 м/пиксель и одновременные снимки сверхвысокого пространственного разрешения 1 м/пиксель, представленных через сервис Google Earth. Для верификации использовались публичные кадастровые карты и генпланы исследуемых городов. Картографические оформление и картометрические операции по вычислению площадей производились с применением функциональных возможностей ГИС-пакета ArcGis 10.3. Для выявления лесопокрываемых территорий выделялись крупные массивы растительности с вычислением нормализованного вегетационного индекса в автоматическом режиме по снимкам Landsat с последующими визуальным дешифрированием и корректировкой с оконтуриванием массивов и верификацией по снимкам Google.

Результаты

Сущность функционального зонирования городской территории

Функциональное зонирование представляет собой пространственное обособление (выделение) зон (укрупненных участков территории города), однородных по природным характеристикам, функциональному назначению и режиму использования. По некоторым представлениям [Chin et al., 2024], функциональные зоны – это участки городской территории, которые предоставляют определенную услугу либо набор услуг. Как показывает мировой опыт, значение рекреационных услуг в городах, особенно в крупных мегаполисах, значительно усиливается [Bäcklin et al., 2024; Wang et al., 2022].

Анализ научной литературы, раскрывающей вопросы функционального зонирования городской территории, демонстрирует множество подходов к классификации ФЗ в зависимости от критериев их выделения – от общих, предусматривающих выделение четырех зон (селитебной, производственной, коммунально-складской и зоны внешнего транспорта) [Архитектура и градостроительство. Энциклопедия, 2001], до более детализированных, включающих двенадцать типов зон на основе учета принципов градостроительства и др. [Шаймарданова, 2020].

В зарубежных исследованиях [Liu et al., 2021a; Yang et al., 2023] в соответствии с хронологическим порядком и содержанием выделяют пять основных методов: традиционный (на основе статистических данных, экспертных знаний и др.), анализ плотности, кластерный анализ, метод расширенной структуры и моделирования глубокого обучения.

Геоурбанистические процессы на Северо-Восточном Кавказе

Исследуемые города СВК продолжают стремительно расти и динамично развиваться. За последние три-четыре десятилетия площадь застройки здесь значительно увеличилась. Анализ динамики застроенных земель в Грозном, Назрани и Махачкале в период 1986–2023 гг. выявил их значительный рост, увеличилась также и численность населения (табл. 1). Рост численности населения обусловлен как миграционными процессами, так и естественным приростом населения.

Таблица 1. Динамика застроенных земель в городах Северо-Восточного Кавказа в 1986–2023 гг. (км²)

Город	Годы										Увеличение	
	1986		1998		2006		2015		2023		площади, км ²	численности населения, тыс. чел.
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2		
Грозный	102	–	111	–	112	218	127	287	158	332	56	114
Махачкала	38	289	57	335	75	466	111	583	119	623	81	334
Назрань	19	–	27	76	29	128	41	109	44	124	25	48

Примечание: «–» – нет данных; 1 – площадь застроенных земель; 2 – численность населения на конец года.

Наиболее активные темпы застройки во всех трех городах зафиксированы с 2015 г. по настоящее время. Городская застройка в пределах Махачкалы, отличающаяся от Грозного и Назрани наличием прибрежной зоны, имеет свои специфические черты. Здесь площади застроенных земель увеличились в основном за счет малоэтажной (1–4 этажа) застройки, протянувшейся вдоль Каспийского побережья. Грозный выделяется тем, что за последние несколько лет особенно активно здесь начата реализация проектов по строительству многоэтажных (до 18–25 этажей) жилых комплексов.

Анализ динамики площадей ФЗ на основании дешифрирования космоснимков за период 2015–2023 гг. в городах Грозный, Назрань и Махачкала демонстрирует ряд особенностей (рис. 1, табл. 2). В Грозном за этот период увеличились площади жилой (с 24,2% до 29,1%), общественно-деловой (с 1,6% до 2,9%) и производственно-инженерной (с 18,4% до 22,6%) зон. Площадь рекреационной зоны, напротив, сократилась (с 27% до 20,2%).

Таблица 2. Динамика функциональных зон в Грозном, Махачкале и Назрани в 2015–2023 гг.

Зоны	Грозный		Назрань		Махачкала	
	2015	2023	2015	2023	2015	2023
Жилая	24,2	29,1	28,4	33,5	21,0	23,4
Общественно-деловая	1,6	2,9	1,6	2,0	1,1	1,6
Производственно-инженерная	18,4	22,6	5,4	6,2	6,5	6,0
Рекреационная	27,0	20,2	2,7	3,7	9,1	13,1
Сельскохозяйственная	24,6	20,7	61,5	53,7	62,2	55,6
Специального назначения	4,2	4,5	0,4	0,9	0,1	0,3
Итого	100	100	100	100	100	100

Отчасти это обусловлено сокращением «Зеленой зоны» на юго-западе города. Кроме того, как отмечалось выше, в Грозном развернуты масштабные работы по строительству жилых комплексов, вводятся в эксплуатацию новые объекты досуга (торговые комплексы, рестораны, кафе и др.) и развивается транспортная инфраструктура. В Махачкале и Назрани динамика оказалась не столь ощутимой. В обоих городах выявлено незначительное увеличение доли жилой (с 21% до 23,4% и с 28,4% до 28,7%) и общественно-деловой (с 1,1% до 1,6% и с 1,6% до 1,8%, соответственно) зон.

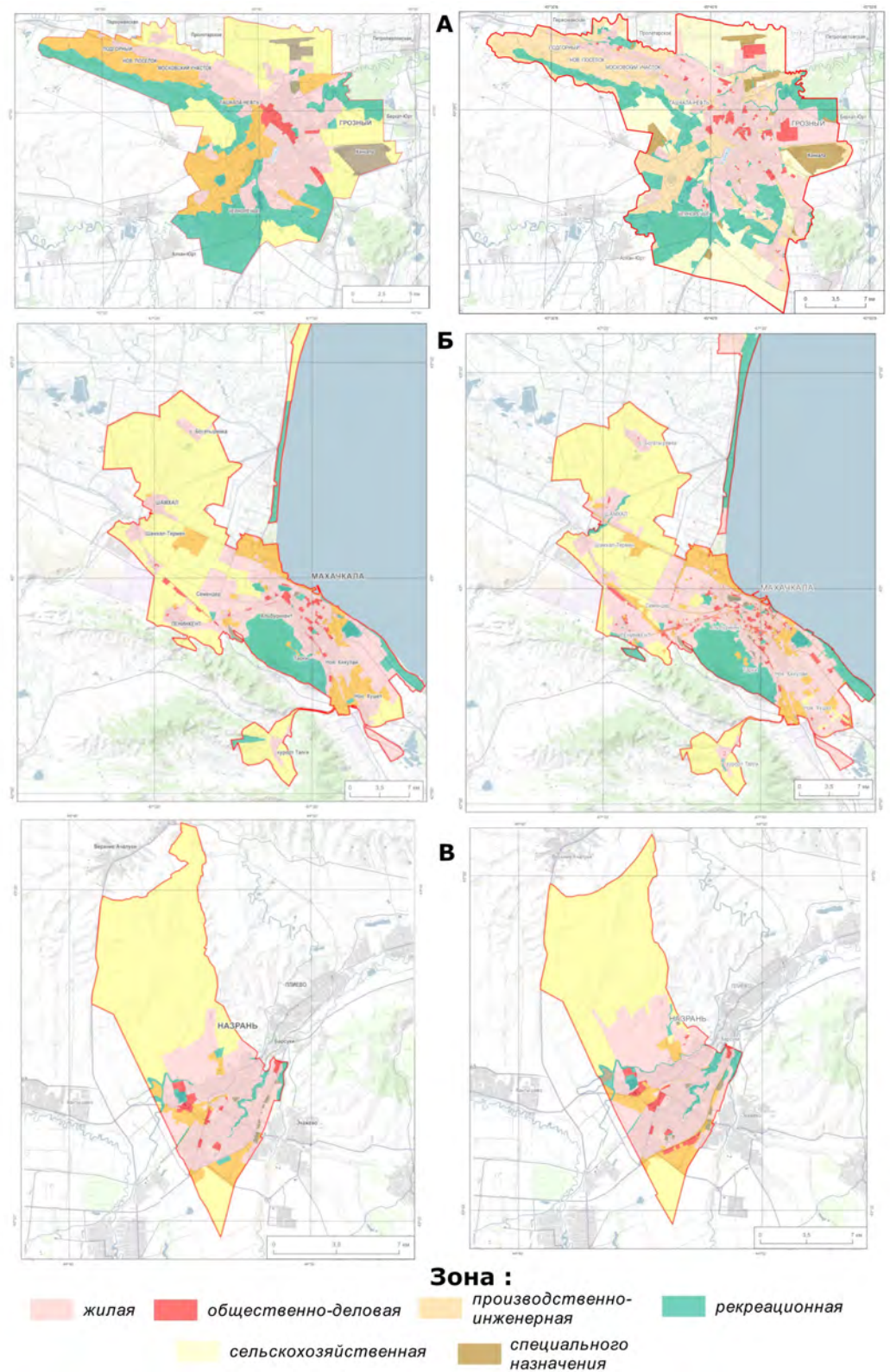


Рис. 1. Функциональное зонирование городских территорий Грозного (А), Махачкалы (Б) и Назрани (В): 2015 г. (слева), 2023 г. (справа).

Картографическая визуализация городских земель Назрани отражает примыкание основного ареала расселения к южной окраине города, а всю северную часть занимает сельскохозяйственная зона. В Грозном и Махачкале зоны плотнее прилегают друг

к другу и городские территории более густо застроены. Здесь и плотность населения значительно выше, чем в Назрани. Численность населения во всех трех городах увеличивается за счет высокого уровня естественного прироста.

В настоящее время в структуре земельных фондов Махачкалы и Назрани доминируют сельскохозяйственные земли (55,6% и 53,7%, соответственно), а в Грозном – земли жилой зоны (рис. 2). Хотя за период 2015–2023 гг. во всех трех исследуемых городах произошло сокращение их площадей. В Назрани и Махачкале за рассматриваемый период строительство объектов (жилых, производственно-хозяйственных, транспортных и др.) в основном осуществлялось за счет сельскохозяйственных земель.

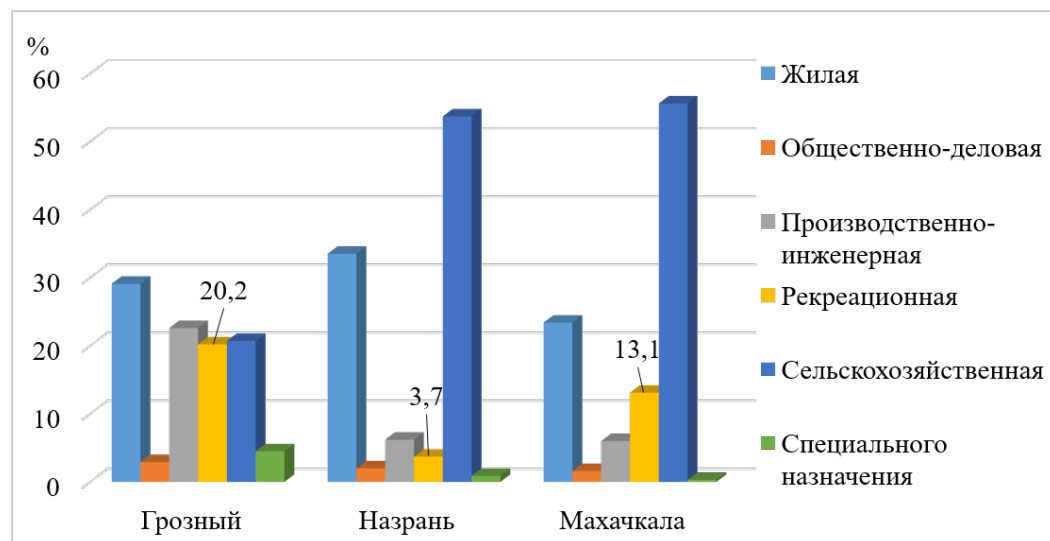


Рис. 2. Соотношение функциональных зон в Грозном, Назрани и Махачкале.

Производственно-инженерная зона Грозного (22,6%) значительно обширнее по сравнению с Назранью (6,2%) и Махачкалой (6,0%) за счет объектов нефтедобычи и транспортировки углеводородов. Значителен здесь и отвод земель (4,5%) для зоны режимных объектов специального назначения, включая международный аэропорт «Грозный».

Доля рекреационной зоны в Грозном за период 2015–2023 гг. сократилась и составляет 20,2% от общей площади города. Незначительно эта зона увеличилась в Назрани – на 0,5%, а в Махачкале – на 4%. Объекты рекреационного назначения в этих городах сосредоточены и в границах общественно-деловой зоны (кафе, рестораны, торгово-развлекательные комплексы и др.). Несмотря на выявленную разнонаправленную динамику рекреационной зоны в исследуемых городах, в Грозном она значительно больше, чем в Назрани (3,7%) и Махачкале (13,1%). С физико-географических позиций это вполне объяснимо: столица Чечни расположена в своеобразной котловине, а Махачкала, как и соседние города Каспийск, Избербаш, Дербент – в приморской низменности с благоприятными условиями для санаторно-курортного строительства и рекреации населения. Город Назрань расположен на западе предгорной равнины с абсолютными отметками свыше 500 м над уровнем моря.

Рекреационные зоны исследуемых городов наряду с общими (парки, сады, водоемы, городские леса и др.) имеют и отличительные особенности. Специфика рекреационных зон Махачкалы в сравнении с городами Грозный и Назрань заключается в наличии городских пляжей (рис. 3).

В Грозном наиболее излюбленным местом туристов и местных жителей является крупнейший в Европе религиозно-культурный центр «Сердце Чечни», включающий мечеть, Российский Исламский университет им. Кунта-Хаджи и духовное управление мусульман Чеченской Республики (рис. 4). Здесь практически не прекращается и поток паломников как из российских регионов (Кабардино-Балкария, Татарстан, Карачаево-Черкесия и др.), так и из Саудовской Аравии, Турции, Иордании и других стран.



Рис. 3. Рекреационная зона г. Махачкалы, июль 2024 г. (фото Ч. Ш. Забураева).

В планировании городских территорий важная роль отводится лесным насаждениям, именуемым зеленой инфраструктурой или зеленым поясом. Крупные города, как правило, характеризуются плотной жилой застройкой и недостаточным озеленением, что снижает их рекреационную ценность [Bäcklin et al., 2024]. Между тем городская зеленая инфраструктура выполняет ряд важнейших функций: рекреационные услуги, экосистемные услуги, сохранение биоразнообразия [Breuste and Artmann, 2020; Wang et al., 2021], способствует поддержанию баланса в урбоэкосистемах [Chen et al., 2021], обеспечивает очевидный охлаждающий эффект [Varentsov et al., 2023]. Чтобы удовлетворить растущий спрос городских жителей на рекреационное использование городских зеленых пространств основная функция зеленых поясов, нацеленных на экологическую защиту, трансформировалась из сугубо экологической в сочетание экологической и рекреационной [Zhao et al., 2021].

Наши исследования по дистанционным данным на 2022 г. показали, что по уровню озеленения территории исследуемые города в значительной степени дифференцированы (рис. 5).

Минимальная степень озеленения (менее 1% от общей площади) обнаружена в Назрани. Здесь отсутствуют крупные промышленные предприятия, в загрязнении воздушного бассейна значительную роль играет автотранспорт. В Махачкале на долю лесопокрытой площади приходится около 6 % территории. Примечательно, что во всех трех городах лесные сообщества представлены обособленными «островками». В Грозном покрытых лесом земель значительно больше (около 17%), однако распространены они неравномерно и сосредоточены преимущественно на юге города (в «Зеленой зоне»).

В качестве эффективного инструмента в улучшении сложившейся ситуации в озеленении может послужить создание придорожных зон кустарниковой растительности и посадок деревьев, не прихотливых к качеству атмосферного воздуха. При сносе ветхого и аварийного жилья на их месте целесообразно разбивать парки и скверы, а вертикальное озеленение стен высотных домов с быстрорастущими лианами (по примеру многих южных городов Европы) и устройство зеленых террас на верхних этажах



Рис. 4. Туристы возле входа в мечеть «Сердце Чечни», август 2024 г. (фото Х. Ш. Забураевой).

способны достаточно быстро и эффективно преобразить зеленый «наряд» крупных городов СВК.

В современных условиях быстрого роста этих городов важно обеспечивать многообразие зон рекреации. К примеру, модернизация парков, скверов и других рекреационных пространств с насыщением их новыми функциональными зонами может стать одним из факторов их более устойчивого развития. Учитывая уникальное этнокультурное и языковое многообразие регионов Северо-Восточного Кавказа [Zaburaeva, 2024], в планировании общественных пространств и развитии рекреационных зон считаем весьма перспективным внедрение элементов креативных лингвистических (языковых) ландшафтов, активно изучаемых в настоящее время и трактуемых в качестве совокупности символов или текстов в общественном пространстве города [Nie and Yao, 2022; Sun et al., 2024].

Заключение

Организация полноценной рекреационной среды в городах представляет собой сложную и трудоемкую задачу с учетом закономерностей взаимодействия триединства «человек-природа-архитектура». Управление урбоэкосистемами предполагает комплексный подход на основе урбоэкодиагностики с целью достижения эколого-градостроительного баланса территории [Ивашкина и Кочуров, 2019]. То есть в долгосрочной перспективе следует ориентироваться на инновационные модели развития и экологически более сбалансированное рекреационное природопользование.

Оценка геурбанистических процессов на Северо-Восточном Кавказе с использованием материалов дистанционного зондирования Земли и ГИС-технологий выявила ряд особенностей. За период 1986–2023 гг. в крупных городах (Грозный, Махачкала, Назрань) произошел значительный рост площадей застроенных земель. Во всех трех городах самые активные темпы застройки отмечены с 2015 г. Наибольший рост площадей застроенных земель зафиксирован в Махачкале и Грозном. При этом они отличаются характером городской застройки. Так, если в Махачкале этот рост произошел преимущественно за счет малоэтажной застройки вдоль Каспийского побережья, то в Грозном активно реализуются проекты по строительству многоэтажных жилых комплексов.

Анализ динамики функционального зонирования Грозного, Махачкалы и Назрани по различному целевому назначению в период 2015–2023 гг. выявил увеличение площади жилых зон и общественно-деловых зон. В Махачкале и Назрани незначительно расширились рекреационные зоны, однако в Грозном она, напротив, сократилась. В структуре функциональных зон Махачкалы и Назрани доминируют земли сельскохозяйственного назначения, а в Грозном – жилой зоны. На долю рекреационной зоны в Грозном приходится лишь около 20% от общей площади города и распределена она

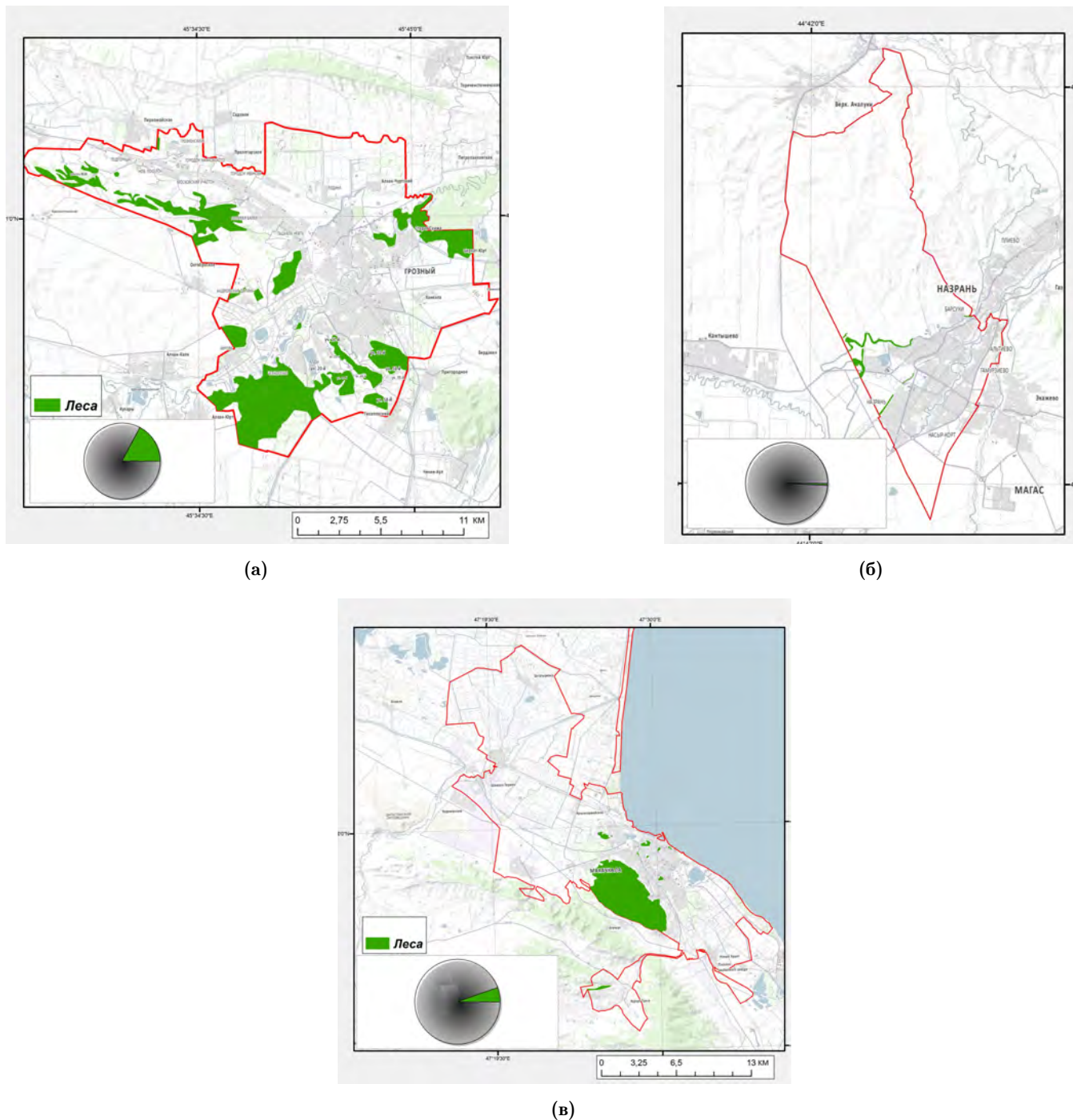


Рис. 5. Распределение лесопокрытых земель в Грозном (А), Назрани (Б), Махачкале (В).

крайне неравномерно (преимущественно на юго-западе). Еще более неблагоприятная ситуация в Махачкале и Назрани, где рекреационная зона занимает всего лишь 13,1% и 3,7% городской территории, соответственно.

Оценка уровня озеленения исследуемых городов показала, что наименее зеленым оказался город Назрань (менее 1%). В Махачкале также лесопокрытых земель совершенно недостаточно (6%). Доля лесопокрытых земель по результатам дешифрирования в Грозном составляет около 17% от общей площади города.

Таким образом, для более устойчивого развития крупных городов СВК необходим комплексный подход к их оптимизации посредством регулирования соотношения функциональных зон, зеленых насаждений и иных механизмов.

Соотношение функциональных зон, полагаем, следует оптимизировать в сторону увеличения рекреационных зон, учитывая естественный прирост населения, положительное сальдо миграции и динамику устойчивого роста туристического потока в исследуемые города.

В Махачкале и Назрани это может быть реализовано посредством сокращения доминирующей по площади сельскохозяйственной зоны. Также в этих городах следует ориентироваться на более равномерное распределение площадей рекреационных зон в пределах городских границ, поскольку эта проблема наиболее выражена, чем в Грозном. Хотя и здесь она актуальна, особенно для центральной части. В Грозном наряду с сельскохозяйственными землями в перспективе могут быть использованы земли производственно-инженерной зоны. Безусловно рассчитывать на полную и мгновенную ликвидацию нефтяной отрасли здесь не приходится, однако её роль в региональной экономике постепенно ослабевает. В «идеале» на долю рекреационной зоны в этих городах должно отводиться не менее 40% территории [Забураева и Краснов, 2016].

Другой важнейший инструмент оптимизации рекреационных зон в исследуемых городах – озеленение, включая вертикальное. Необходимо значительно расширять лесопокрываемые территории в Махачкале и Назрани. В Грозном ситуация не столь критична, однако в связи со специфическими эколого-геоморфологическими условиями (расположен в своеобразной предгорной котловине) уровень озелененности здесь представляется весьма значимым фактором. Поскольку основной массив зеленых насаждений сосредоточен на юге, необходимо наращивать темпы озеленения всех районов города.

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

Список литературы

- Алиева Н. В., Овчинникова Н. Г. Региональные аспекты градостроительного зонирования в городах Юга России // Вестник ЮРГТУ (НПИ). — 2020. — Т. 13, № 5. — С. 135–140. — DOI: [10.17213/2075-2067-2020-5-135-140](https://doi.org/10.17213/2075-2067-2020-5-135-140).
- Архитектура и градостроительство. Энциклопедия / под ред. А. В. Иконникова. — Москва : Стройиздат, 2001. — 688 с.
- Ворожейкина О. И., Барбосынова Г. Е., Горбачев А. А. Исследование теоретической и практической базы основ формирования урбанизированной рекреационной среды // Курорты. Сервис. Туризм. — 2016. — 1(30). — С. 144–150.
- Громилина Э. А. Планирование структуры города для его устойчивого развития // Innovative Project. — 2020. — Т. 5, № 11. — С. 56–62. — DOI: [10.17673/IP.2020.5.11.5](https://doi.org/10.17673/IP.2020.5.11.5).
- Забураева Х. Ш., Краснов Е. В. Анализ трансформации урбогеосистем Северо-Восточного Кавказа с использованием ГИС-технологий // Вестник КрасГАУ. — 2016. — № 10. — С. 88–94.
- Ивашкина И. В., Кочуров Б. И. Урбокодиagnostика и сбалансированное развитие Москвы. — Москва : ИНФРА-М, 2019. — 202 с.
- Кочуров Б. И., Фирсова Н. В., Ивашкина И. В. Градостроительная экология: учебное пособие. — Москва : КНОРУС, 2024. — 336 с.
- Маслова Л. А., Купряшина Д. С. Разработка концепции мониторинга рекреационных зон // Региональные проблемы преобразования экономики. — 2020. — 3(113). — С. 123–129. — DOI: [10.26726/1812-7096-2020-03-123-129](https://doi.org/10.26726/1812-7096-2020-03-123-129).
- Шаймарданова В. В. Функциональное зонирование как метод анализа пространственного развития городской агломерации // Вестник Удмуртского университета. Серия Биология. Науки о Земле. — 2020. — Т. 30, № 3. — С. 349–356. — DOI: [10.35634/2412-9518-2020-30-3-349-356](https://doi.org/10.35634/2412-9518-2020-30-3-349-356).
- Bäcklin O., Thorsson S., Wing C. Urban greenery variation between residential typologies: Implications for recreation // Trees, Forests and People. — 2024. — Vol. 16. — P. 100566. — DOI: [10.1016/j.tfp.2024.100566](https://doi.org/10.1016/j.tfp.2024.100566).
- Breuste J., Artmann M. Multi-functional Urban Green Spaces // Making Green Cities. — Springer International Publishing, 2020. — P. 399–526. — DOI: [10.1007/978-3-030-37716-8_7](https://doi.org/10.1007/978-3-030-37716-8_7).
- Chen T., Zhao Y., Yang H., et al. Recreational Services from Green Space in Beijing: Where Supply and Demand Meet? // Forests. — 2021. — Vol. 12, no. 12. — P. 1625. — DOI: [10.3390/f12121625](https://doi.org/10.3390/f12121625).

- Chin W. C. B., Fu Y., Lim K. H., *et al.* Identifying urban functional zones by analysing the spatial distribution of amenities // *Environment and Planning B: Urban Analytics and City Science*. — 2024. — Vol. 51, no. 6. — P. 1274–1289. — DOI: [10.1177/23998083231217376](https://doi.org/10.1177/23998083231217376).
- Fan R., Feng R., Han W., *et al.* Urban Functional Zone Mapping With a Bibranch Neural Network via Fusing Remote Sensing and Social Sensing Data // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. — 2021. — Vol. 14. — DOI: [10.1109/JSTARS.2021.3127246](https://doi.org/10.1109/JSTARS.2021.3127246).
- Jing Y., Shu J., Wang R., *et al.* Tempo-spatial variability of urban leisure functional zones: An analysis based on geo-big data // *Growth and Change*. — 2021. — Vol. 52, no. 3. — P. 1852–1865. — DOI: [10.1111/grow.12526](https://doi.org/10.1111/grow.12526).
- Jing Y., Sun R., Chen L. A Method for Identifying Urban Functional Zones Based on Landscape Types and Human Activities // *Sustainability*. — 2022. — Vol. 14, no. 7. — P. 4130. — DOI: [10.3390/su14074130](https://doi.org/10.3390/su14074130).
- Liu B., Deng Y., Li M., *et al.* Classification Schemes and Identification Methods for Urban Functional Zone: A Review of Recent Papers // *Applied Sciences*. — 2021a. — Vol. 11, no. 21. — P. 9968. — DOI: [10.3390/app11219968](https://doi.org/10.3390/app11219968).
- Liu L., Zhang H., Liu J., *et al.* Visual exploration of urban functional zones based on augmented nonnegative tensor factorization // *Journal of Visualization*. — 2021b. — Vol. 24, no. 2. — P. 331–347. — DOI: [10.1007/s12650-020-00713-3](https://doi.org/10.1007/s12650-020-00713-3).
- Luo G., Ye J., Wang J., *et al.* Urban Functional Zone Classification Based on POI Data and Machine Learning // *Sustainability*. — 2023. — Vol. 15, no. 5. — P. 4631. — DOI: [10.3390/su15054631](https://doi.org/10.3390/su15054631).
- Nie P., Yao X. Tourism, commodification of Dongba script and perceptions of the Naxi minority in the linguistic landscape of Lijiang: a diachronic perspective // *Applied Linguistics Review*. — 2022. — Vol. 15, no. 3. — P. 821–847. — DOI: [10.1515/applirev-2021-0176](https://doi.org/10.1515/applirev-2021-0176).
- Sun K., Tian X., Xia J., *et al.* Promoting leisure functions through setting creative linguistic landscapes in recreational zones // *PLOS ONE*. — 2024. — Vol. 19, no. 3. — e0299775. — DOI: [10.1371/journal.pone.0299775](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0299775).
- Varentsov M., Vasenev V., Dvornikov Y., *et al.* Does size matter? Modelling the cooling effect of green infrastructures in a megacity during a heat wave // *Science of The Total Environment*. — 2023. — Vol. 902. — P. 165966. — DOI: [10.1016/j.scitotenv.2023.165966](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.165966).
- Wang M., Zhang H., Fan S., *et al.* A zoning-based solution for hierarchical forest patch mosaic in urban parks // *Urban Forestry & Urban Greening*. — 2021. — Vol. 65. — P. 127352. — DOI: [10.1016/j.ufug.2021.127352](https://doi.org/10.1016/j.ufug.2021.127352).
- Wang T., Li Y., Li H., *et al.* Research on the Vitality Evaluation of Parks and Squares in Medium-Sized Chinese Cities from the Perspective of Urban Functional Areas // *International Journal of Environmental Research and Public Health*. — 2022. — Vol. 19, no. 22. — DOI: [10.3390/ijerph192215238](https://doi.org/10.3390/ijerph192215238).
- Xue B., Xiao X., Li J., *et al.* Multi-source Data-driven Identification of Urban Functional Areas: A Case of Shenyang, China // *Chinese Geographical Science*. — 2022. — Vol. 33, no. 1. — P. 21–35. — DOI: [10.1007/s11769-022-1320-2](https://doi.org/10.1007/s11769-022-1320-2).
- Yang X., Yang Y., Zheng X. Classifying Urban Functional Zones by Integrating POIs, Place2vec, and LDA // *Journal of Urban Planning and Development*. — 2023. — Vol. 149, no. 4. — DOI: [10.1061/JUPDDM.UPENG-4541](https://doi.org/10.1061/JUPDDM.UPENG-4541).
- 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. — Vol. 23. — DOI: [10.2205/2023ES000867](https://doi.org/10.2205/2023ES000867).
- Zaburaeva K. Ethnocultural heritage of the North-Eastern Caucasus as a factor of eco-tourism development // *Journal of Mountain Science*. — 2024. — Vol. 21, no. 8. — P. 2810–2824. — DOI: [10.1007/s11629-024-8638-4](https://doi.org/10.1007/s11629-024-8638-4).
- Zhao W., Wang Y., Chen D., *et al.* Exploring the Influencing Factors of the Recreational Utilization and Evaluation of Urban Ecological Protection Green Belts for Urban Renewal: A Case Study in Shanghai // *International Journal of Environmental Research and Public Health*. — 2021. — Vol. 18, no. 19. — P. 10244. — DOI: [10.3390/ijerph181910244](https://doi.org/10.3390/ijerph181910244).
- Zhou L., Shi Y., Xie M. Urban Complexity and the Dynamic Evolution of Urban Land Functions in Yiwu City: A Micro-Analysis with Multi-Source Big Data // *Land*. — 2024. — Vol. 13, no. 3. — P. 312. — DOI: [10.3390/land13030312](https://doi.org/10.3390/land13030312).

FUNCTIONAL ZONING OF URBANIZED TERRITORIES OF THE NORTH-EASTERN CAUCASUS FOR RECREATIONAL PURPOSES

Kh. Sh. Zaburaeva^{**1}, Ch. Sh. Zaburaev¹, M. B. Sedieva¹ and A. A. Shaipova^{1,2}¹Kh. Ibragimov Complex Institute of the Russian Academy of Sciences, Grozny, Russia²Millionshchikov Grozny State Oil Technical University, Grozny, Russia****Correspondence to:** Khava Zaburaeva, evegne@mail.ru.

The article presents the results of comparative analysis of the main geourbanistic processes in the North-Eastern Caucasus. Modern concepts and approaches in the works of Russian and foreign researchers to the functional zoning of urban areas as the most important tool for their regulation and management are revealed. The period 1986–2023 reveals a significant increase in the area of built-up territories in large cities. The most active rates of construction occurred in Makhachkala and Grozny. In the larger cities considered in the article, the last decade has seen an increase in the area of residential and public-business zones. The current structure of land funds in Makhachkala and Nazran is dominated by agricultural land, while Grozny also has a high share of residential area. It is shown that the areas of recreational zones in the cities under study are insufficient both to meet the recreational needs of residents and for the development of tourism. It is proved that it is necessary to increase the area of recreational zones at the expense of agricultural land, and in Grozny also by reducing the industrial-engineering zone. Assessment of the areas of urban forested territories and their cartographic visualization revealed an insufficient level of greening and uneven distribution of forest areas. Very low level of greening was found in Nazran (less than 1%) and Makhachkala (6%). Taking into account the identified features and trends in the ratio of functional zones in large cities of the North-Eastern Caucasus, recommendations are given to optimize functional zoning by regulating the ratio of functional zones, green spaces, including vertical landscaping, introduction of elements of creative linguistic landscapes. Special attention is paid to providing a diversity of recreational areas.

Received: 5 August 2024
Accepted: 26 August 2024
Published: 3 September 2024

Keywords: functional zoning, urban geosystems, cities, sustainability, recreation, forested land.**Citation:** Zaburaeva, Kh. Sh., Ch. Sh. Zaburaev, M. B. Sedieva and A. A. Shaipova (2024), Functional Zoning of Urbanized Territories of the North-Eastern Caucasus for Recreational Purposes, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3012, <https://doi.org/10.2205/2024ES000931>, EDN: NAKKHK

© 2024. The Authors.

References

- Alieva N. V., Ovchinnikova N. G. Regional aspects of urban zoning in cities of the south of Russia // Bulletin of the South-Russian state technical University (NPI) Series Socio-economic Sciences. — 2020. — Vol. 13, no. 5. — P. 135–140. — DOI: [10.17213/2075-2067-2020-5-135-140](https://doi.org/10.17213/2075-2067-2020-5-135-140).
- Architecture and urban planning. Encyclopedia / ed. by A. V. Ikonnikov. — Moscow : Stroizdat, 2001. — P. 688.
- Bäcklin O., Thorsson S., Wing C. Urban greenery variation between residential typologies: Implications for recreation // Trees, Forests and People. — 2024. — Vol. 16. — P. 100566. — DOI: [10.1016/j.tfp.2024.100566](https://doi.org/10.1016/j.tfp.2024.100566).
- Breuste J., Artmann M. Multi-functional Urban Green Spaces // Making Green Cities. — Springer International Publishing, 2020. — P. 399–526. — DOI: [10.1007/978-3-030-37716-8_7](https://doi.org/10.1007/978-3-030-37716-8_7).
- Chen T., Zhao Y., Yang H., *et al.* Recreational Services from Green Space in Beijing: Where Supply and Demand Meet? // Forests. — 2021. — Vol. 12, no. 12. — P. 1625. — DOI: [10.3390/f12121625](https://doi.org/10.3390/f12121625).

- Chin W. C. B., Fu Y., Lim K. H., *et al.* Identifying urban functional zones by analysing the spatial distribution of amenities // *Environment and Planning B: Urban Analytics and City Science*. — 2024. — Vol. 51, no. 6. — P. 1274–1289. — DOI: [10.1177/23998083231217376](https://doi.org/10.1177/23998083231217376).
- Fan R., Feng R., Han W., *et al.* Urban Functional Zone Mapping With a Bibranch Neural Network via Fusing Remote Sensing and Social Sensing Data // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. — 2021. — Vol. 14. — DOI: [10.1109/JSTARS.2021.3127246](https://doi.org/10.1109/JSTARS.2021.3127246).
- Gromilina E. A. Urban planning with the goals of sustainable development // *Innovative Project*. — 2020. — Vol. 5, no. 11. — P. 56–62. — DOI: [10.17673/IP.2020.5.11.5](https://doi.org/10.17673/IP.2020.5.11.5).
- Ivashkina I. V., Kochurov B. I. Urban ecodiagnostic and balanced development of Moscow. — Moscow : INFRA-M, 2019. — P. 202.
- Jing Y., Shu J., Wang R., *et al.* Tempo-spatial variability of urban leisure functional zones: An analysis based on geo-big data // *Growth and Change*. — 2021. — Vol. 52, no. 3. — P. 1852–1865. — DOI: [10.1111/grow.12526](https://doi.org/10.1111/grow.12526).
- Jing Y., Sun R., Chen L. A Method for Identifying Urban Functional Zones Based on Landscape Types and Human Activities // *Sustainability*. — 2022. — Vol. 14, no. 7. — P. 4130. — DOI: [10.3390/su14074130](https://doi.org/10.3390/su14074130).
- Kochurov B. I., Firsova N. V., Ivashkina I. V. Urban ecology: textbook. — Moscow : KNORUS, 2024. — P. 336.
- Liu B., Deng Y., Li M., *et al.* Classification Schemes and Identification Methods for Urban Functional Zone: A Review of Recent Papers // *Applied Sciences*. — 2021a. — Vol. 11, no. 21. — P. 9968. — DOI: [10.3390/app11219968](https://doi.org/10.3390/app11219968).
- Liu L., Zhang H., Liu J., *et al.* Visual exploration of urban functional zones based on augmented nonnegative tensor factorization // *Journal of Visualization*. — 2021b. — Vol. 24, no. 2. — P. 331–347. — DOI: [10.1007/s12650-020-00713-3](https://doi.org/10.1007/s12650-020-00713-3).
- Luo G., Ye J., Wang J., *et al.* Urban Functional Zone Classification Based on POI Data and Machine Learning // *Sustainability*. — 2023. — Vol. 15, no. 5. — P. 4631. — DOI: [10.3390/su15054631](https://doi.org/10.3390/su15054631).
- Maslova L. A., Kupryashina D. S. Development of a concept for monitoring recreational areas // *Regional problems of economic transformation*. — 2020. — 3(113). — P. 123–129. — DOI: [10.26726/1812-7096-2020-03-123-129](https://doi.org/10.26726/1812-7096-2020-03-123-129).
- Nie P., Yao X. Tourism, commodification of Dongba script and perceptions of the Naxi minority in the linguistic landscape of Lijiang: a diachronic perspective // *Applied Linguistics Review*. — 2022. — Vol. 15, no. 3. — P. 821–847. — DOI: [10.1515/applirev-2021-0176](https://doi.org/10.1515/applirev-2021-0176).
- Shaimardanova V. V. Functional zoning as a method of analysis of spatial development of urban agglomeration // *Bulletin of Udmurt University. Series Biology. Earth Sciences*. — 2020. — Vol. 30, no. 3. — P. 349–356. — DOI: [10.35634/2412-9518-2020-30-3-349-356](https://doi.org/10.35634/2412-9518-2020-30-3-349-356).
- Sun K., Tian X., Xia J., *et al.* Promoting leisure functions through setting creative linguistic landscapes in recreational zones // *PLOS ONE*. — 2024. — Vol. 19, no. 3. — e0299775. — DOI: [10.1371/journal.pone.0299775](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0299775).
- Varentsov M., Vasenev V., Dvornikov Y., *et al.* Does size matter? Modelling the cooling effect of green infrastructures in a megacity during a heat wave // *Science of The Total Environment*. — 2023. — Vol. 902. — P. 165966. — DOI: [10.1016/j.scitotenv.2023.165966](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.165966).
- Vorozheikina O. I., Barbosynova G. E., Gorbachev A. A. Study of the theoretical and practical basis of the foundations for the formation of urbanized recreational environment // *Resorts. Service. Tourism*. — 2016. — 1(30). — P. 144–150.
- Wang M., Zhang H., Fan S., *et al.* A zoning-based solution for hierarchical forest patch mosaic in urban parks // *Urban Forestry & Urban Greening*. — 2021. — Vol. 65. — P. 127352. — DOI: [10.1016/j.ufug.2021.127352](https://doi.org/10.1016/j.ufug.2021.127352).
- Wang T., Li Y., Li H., *et al.* Research on the Vitality Evaluation of Parks and Squares in Medium-Sized Chinese Cities from the Perspective of Urban Functional Areas // *International Journal of Environmental Research and Public Health*. — 2022. — Vol. 19, no. 22. — DOI: [10.3390/ijerph192215238](https://doi.org/10.3390/ijerph192215238).
- Xue B., Xiao X., Li J., *et al.* Multi-source Data-driven Identification of Urban Functional Areas: A Case of Shenyang, China // *Chinese Geographical Science*. — 2022. — Vol. 33, no. 1. — P. 21–35. — DOI: [10.1007/s11769-022-1320-2](https://doi.org/10.1007/s11769-022-1320-2).
- Yang X., Yang Y., Zheng X. Classifying Urban Functional Zones by Integrating POIs, Place2vec, and LDA // *Journal of Urban Planning and Development*. — 2023. — Vol. 149, no. 4. — DOI: [10.1061/JUPDDM.UPENG-4541](https://doi.org/10.1061/JUPDDM.UPENG-4541).
- Zaburaeva K. Ethnocultural heritage of the North-Eastern Caucasus as a factor of eco-tourism development // *Journal of Mountain Science*. — 2024. — Vol. 21, no. 8. — P. 2810–2824. — DOI: [10.1007/s11629-024-8638-4](https://doi.org/10.1007/s11629-024-8638-4).
- Zaburaeva K., Krasnov E. V. Analysis of transformation of the North-Eastern Caucasus urbogeosystem with GIS-technologies // *Bulletin of KrasGAU*. — 2016. — No. 10. — P. 88–94.
- 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. — Vol. 23. — DOI: [10.2205/2023ES000867](https://doi.org/10.2205/2023ES000867).

- Zhao W., Wang Y., Chen D., *et al.* Exploring the Influencing Factors of the Recreational Utilization and Evaluation of Urban Ecological Protection Green Belts for Urban Renewal: A Case Study in Shanghai // International Journal of Environmental Research and Public Health. — 2021. — Vol. 18, no. 19. — P. 10244. — DOI: [10.3390/ijerph181910244](https://doi.org/10.3390/ijerph181910244).
- Zhou L., Shi Y., Xie M. Urban Complexity and the Dynamic Evolution of Urban Land Functions in Yiwu City: A Micro-Analysis with Multi-Source Big Data // Land. — 2024. — Vol. 13, no. 3. — P. 312. — DOI: [10.3390/land13030312](https://doi.org/10.3390/land13030312).