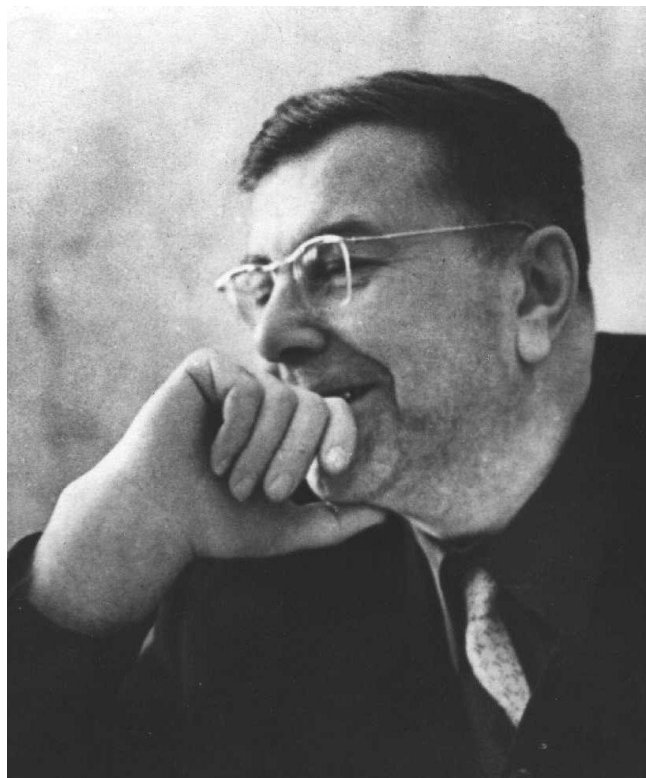


РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Уральское Отделение
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ
Российский фонд фундаментальных исследований
Уральское отделение Евро-Азиатского геофизического общества



**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА,
ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ,
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ**
Седьмые научные чтения Ю.П. Булашевича
8 - 13 сентября 2013 г.

Екатеринбург
2013

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Уральское отделение
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ
Российский фонд научных исследований
Уральское отделение Евро-Азиатского геофизического общества

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА,
ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ,
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ**

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича
8 - 13 сентября 2013 г.

Материалы конференции

Екатеринбург
2013

УДК 550.83

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА, ТЕПЛОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ, ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ. Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. - 368 с.

ISBN 978-5-7691-2377-1

Приведены материалы докладов, сделанных на Седьмых научных чтениях памяти первого директора Института геофизики УрО РАН, члена-корреспондента РАН Ю.П. Булашевича, состоявшихся в Екатеринбурге с 8 по 13 сентября 2013 г.

Представленные материалы посвящены рассмотрению исследований, традиционных для творчества Ю.П. Булашевича: геофизические исследования глубинного строения земной коры, геодинамики, теплового поля Земли и интерпретации геофизических полей. Представлены новые научные и практические разработки в области глубинного строения и физики твердой Земли, а также новые методы исследований и гипотезы, основанные на новейших геофизических данных.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов научных и производственных организаций, занимающихся геофизическими и геологическими исследованиями природных и природно-техногенных объектов.

Редакционная коллегия:

П.С. Мартышко – член-корреспондент РАН – ответственный редактор

В.И. Уткин - член-корреспондент РАН

Ю.В. Хачай - д.ф.м.н., г.н.с.

А.Л. Рублев – к.ф.м.н., с.н.с.

©ИГф УрО РАН, 2013

ОРГКОМИТЕТ

ПРЕДСЕДАТЕЛЬ:

П.С. Мартышко – член-корреспондент РАН, профессор, д.ф.-м.н.,
директор Института геофизики УрО РАН

СОПРЕДСЕДАТЕЛЬ:

В.И. Уткин – член-корреспондент РАН, профессор, д.т.н., советник РАН

Члены Оргкомитета:

Глико А.О. – академик, академик-секретарь ОНЗ РАН

Эпов М.И. – академик, директор ИНГГ СО РАН

Маловичко А.А. – чл.-корр. РАН, директор ГС РАН

Бычков С.Г. – д.г.-м.н., зав. лабораторией ГИ РАН, Пермь

Беликов В.Т. – д.ф.-м.н., зам. директора по науке ИГф УрО РАН

Астраханцев Ю.Г. – д.т.н., зав. лабораторией скважинной геофизики ИГф УрО РАН

Иголкина Г.В. – д.г.-м.н., зав. лабораторией промышленной геофизики ИГф УрО РАН

Начапкин Н.И. – к.г.-м.н., зав. лабораторией региональной геофизики ИГф УрО РАН

Ратушняк А.Н. – к.т.н., зав. лабораторией электрометрии ИГф УрО РАН

Сенин Л.Н. – д.т.н., зав. лаборатории сейсмометрии ИГф УрО РАН

Шестаков А.Ф. – д.ф.-м.н., зав. лабораторией экологической геофизики ИГф УрО РАН

Юрков А.К. – к.г.-м.н., зав. лабораторией ядерной геофизики ИГф УрО РАН, председатель УрО
ЕАГО

Кусонский О.А. – к.г.-м.н., зав. обсерваторией “Арти” ИГф УрО РАН

Хачай Ю.В. – д.ф.-м.н.

Ученые секретари конференции:

Рублев А.Л. - к.ф.-м.н., ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Козлова И.А. - к.г.-м.н., ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Адрес Оргкомитета:

Институт геофизики УрО РАН

ул. Амундсена, 100, 620016 Екатеринбург

Телефон: (343) 267 88 89, 267 88 66

Факс: (343) 267 88 72

E-mail: bulashevich_2013@mail.ru

Редакционная коллегия:

П.С. Мартышко – член-корр. РАН – ответственный редактор

В.И. Уткин - член-корр. РАН

Ю.В. Хачай - д.ф.м.н.

А.Л. Рублев – к.ф.м.н.

2D INVERSION OF VES DATA AND DIPOLE-DIPOLE PROFILE IN WADI EL-FARIGH AREA, EGYPT

M. A. Abd Alla

National Research Institute of Astronomy and Geophysics

Abstract:

Development process taken place along the Cairo-Alexandria desert road requires a lot of water resources. Wadi El-Farigh is one of the promising area for such development. A geoelectrical survey has been conducted 39 Schlumberger Vertical Electrical Sounding stations were carried out, in addition to a 2D resistivity profile. The interpretation of the data set has been done (Abd Alla, 2001). Moreover, the Least square ABIC technique was applied on the same data set. The results of the inversion process could elucidate the lateral and vertical variations in lithology characterizing the studied sections.

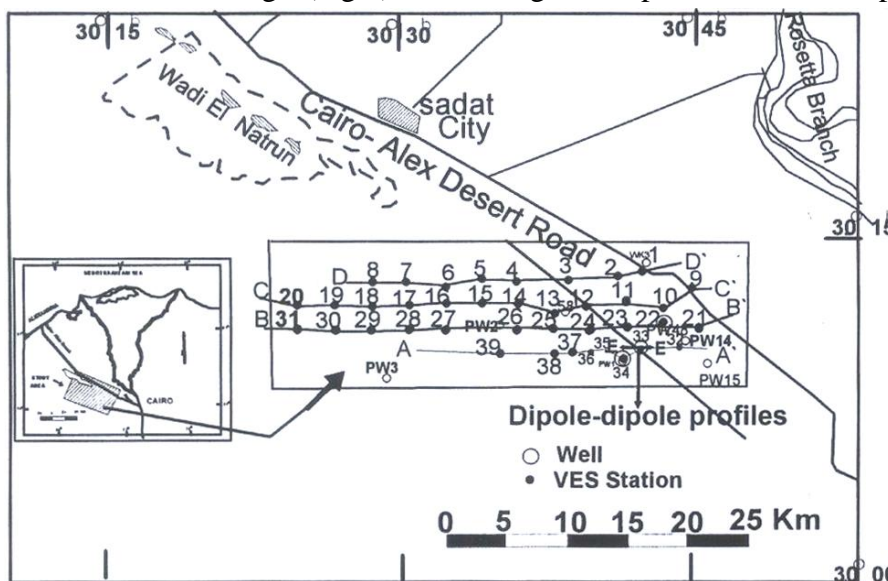
Geoelectrical Dipole-dipole profiling was carried out, as a case study. The field data are processed by RES2DINV computer program (2001) that reveals the accurate delineation of aquifer and structure elements.

The integrated interpretation of both data sets depicts the third geoelectrical layer as the main aquifer in the area. Also, it exhibits some fault systems dissecting the area.

1-Introduction:

Egypt is essentially considered as a desert land (about 96%), while the cultivated lands, not exceeding 4%, are mainly concentrated along the Nile valley and Delta regions. Over these limited cultivated areas nearly the whole population of Egypt is crowded. Accordingly development is veritable, not only as a source of agricultural production but also as newly created areas to attract population away from the crowded areas. According, great consideration is given for its reclamation and use to groundwater aquifer.

Wadi El-Farigh (Fig.1) is an elongated depression that occupies an extensive area south of



Wadi El-Natrun. It extends in E-W directions from El-Khatatba desert near the Nile valley with width varying between 8 and 10 km. The low area of wadi El-Farigh depression is dominated by sand accumulation and rock fragments. The area can be distinguished into three aquifers, the Pleistocene aquifer, Pliocene aquifer and Miocene aquifer.

Fig. 1. Location Map of the Study Area

2-Geologic and Geomorphologic Aspects:

Wadi El-Farigh depression is enclosed between the contours of 120 m above sea level to the south and west and 4m below sea level to the north (Fig.2).

From LANDSAT-1 images and G.P.C. report (1977), the study area can be subdivided into three geomorphic units: El-Tahrir gravel plain, Wadi El-Natrun depression and Wadi El-Farigh depression.

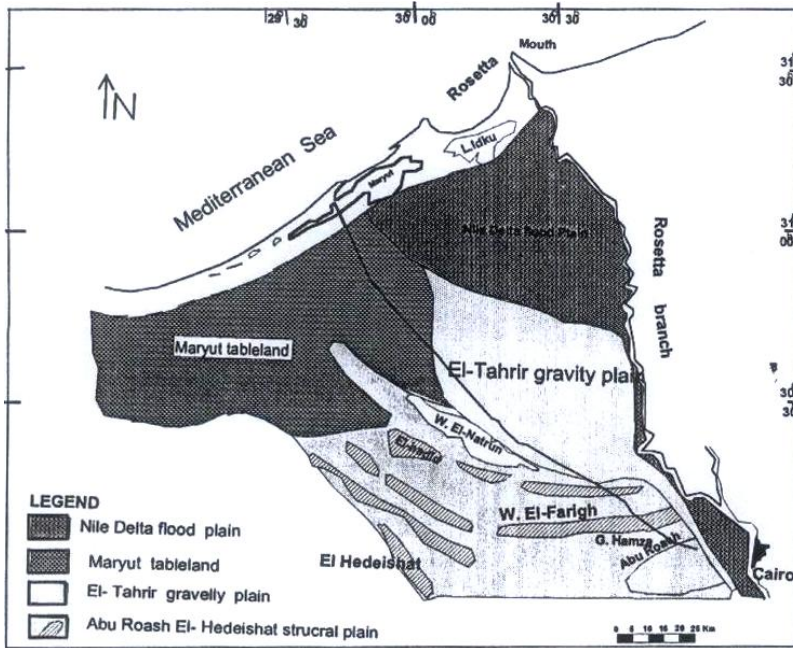


Fig. 2. Geomorphological Map of the West Nile Delta area, Including Wadi El-Farigh Project

The study area is manifested by a thick sedimentary succession ranging in age from Early Miocene to Holocene. Pleistocene alluvial and deltaic deposits floor the northern part of the concerned area. Pliocene rocks cover the central part of the investigated area. The results obtained from geophysical studies and drilled wells indicate that, the base of the modeled aquifer system exists at variable depth and is underlain by the Oligocene basalt as an aquiclude.

3- Hydrogeological Aspects: -

Hydrogeologically, the area can be distinguished into three aquifers:- These are Pleistocene, Pliocene, Miocene aquifers. It is clear that, the Miocene aquifer dominates the subsurface of Wadi El-Farigh area.

4-Geoelectric surveys:

In this work vertical electrical sounding technique has been carried out with Schlumberger array. In addition a 2D profiling using Dipole-dipole array was applied. The results are shown on fig. 3, 4.

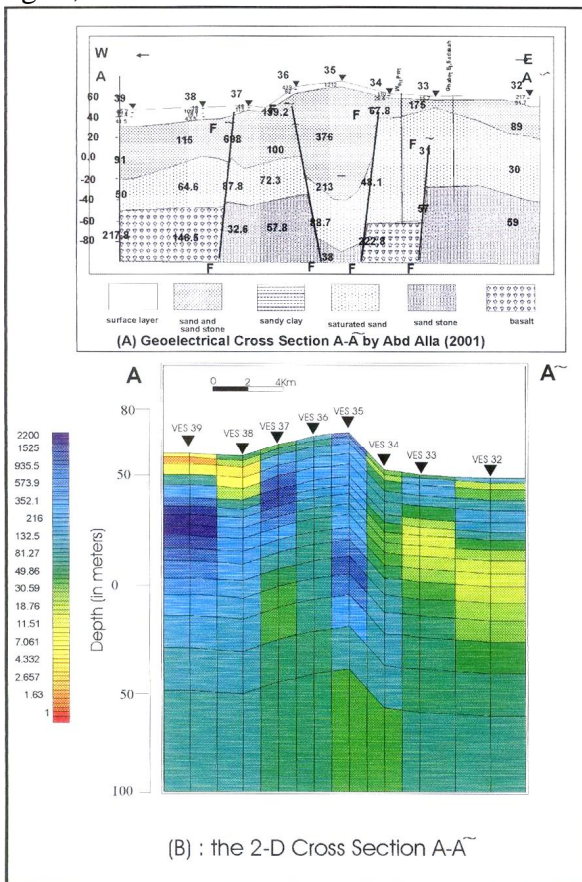


Fig. 3. Inverted Geoelectrical Cross Section A-A

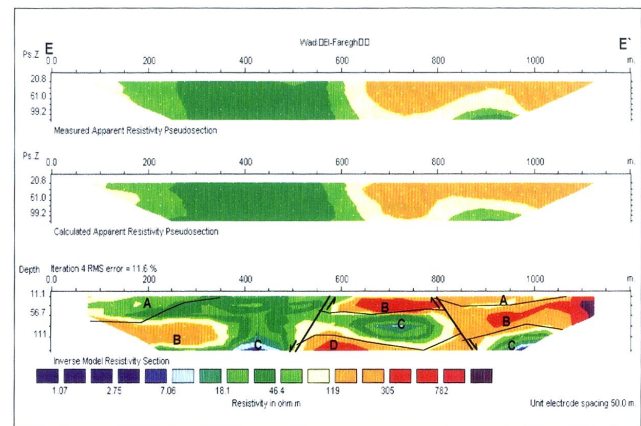


Fig. 4. Dipole Dipole Cross-Section along Profile E-E'

УДК 622. 83 + 530. 1(075. 8)

ESTIMATING THE GEOTECHNICAL PARAMETERS FROM CSEM MONITORING DATA AT THE CITY OF 15TH MAY, EGYPT

Magdy Atya¹, Olga Hachay², Oleg Khachay³, El Said A. El Sayed¹

¹ *National Research Institute of Astronomy and Geophysics, Helwan, Egypt*

² *Institute of Geophysics, UB RAS, Ekaterinburg, Russia*

³ *Ural Federal University, Institute of Mathematics and Computer Sciences, Ekaterinburg, Russia*

Abstract: The site of investigation, 15th May city, is a new suburb of Helwan, at about 35 km south of Cairo, Egypt. The work is aimed to investigate the rock mass stability at “Quarter 27” in 15th May City. A controlled source electromagnetic (CSEM) approach developed earlier by IGF UB RAS (Geophysical Federal Institute, Ural Branch of Russian Academy of Science) is applied to image the ranked deformation levels in the massive structure. The wide profile system of observation has been used to monitor the three components of the alternating magnetic field along predefined measuring lines in the study area. Four cycles of observation have been carried out in 2008, 2010, 2011, and 2012. The acquired data sets have been subjected to analytical processing procedure to estimate the changes in the geotechnical parameters during the time of these four cycles of observation. The analytical treatments provided good information about the structure of the rock massive and its rank of degradation, the lateral distribution of the geotechnical heterogeneity, and finally a conclusive outcome about foundation stability. We conclude that the general dynamic state close to the destruction level within the investigation area is getting worse over the time; this is reflected in the crack’s densities and positions, also on the changes in the lateral distribution of geoelectric heterogeneity as an indicator of the saturation of the surface rock in the study area with water.

The site of investigation belongs to the new communities that had been established on the outer extensions of the city of greater Cairo, and namely on the city of 15th May City. It is located at about 35 km to the south of Cairo downtown. This city had been built on Eocene limestone intercalated with thin beds of clay and very thin beds of salt [1]. Generally, the Eocene limestone sediments in Egypt are characterized with karstification resulting in fractures, cracks, cavities, and land subsidence. Consequently, short after the city was constructed it started to suffer deformations that could be evidenced on the paved roads, the successive landfalls of the foundation grounds, the water accumulation through the fissures to form swamps, and the divergence of the blocks of the dwelling. Therefore, a cooperation work had been initiated between IGF UB RAS (Geophysical Institute Federal, Ural Branch of Russian Academy of Science) and NRIAG (National Research Institute of Astronomy and Geophysics) to investigate and monitor the state stability in a pilot area (Quarter 27). Four cycles of field observations (2008, 2010, 2011, and 2012) had been acquired along profiles crossing and intersecting the Quarter dwellings. The analytical screening and mapping of the rock massive structure approaches to critical trends with meaningful impacts to the factor “safe” in the engineering geophysics and mining [2]. The present work proposed the rock massive at its optimum state at the top of ranged hierarchic structure model, and the rock massive at its present state represents a rank of disintegration or level of deformation. Investigating the rock mass stability requires well understanding of structural model and proposing a technical procedure to estimate the geotechnical and geoelectrical parameters as key information of dynamic state and stability of the massive structure. In 2003, a new technique had been approached to reveal the disintegration zones in rocks of different content [3]. It involves the application of controlled source electromagnetic method “CSEM” to image the ranked deformation levels in the massive structure. The new technique had been applied in a mutual work between the Russian IGF UB RAS and the Egyptian NRIAG. The work had been devoted to monitoring a complicated engineering case at the city of 15th May, Helwan. The monitoring data had been acquired over 4 measuring cycles 2008, 2010, 2011, and 2012. The processing scheme was developed over several phases and conceptual proposals related to the site nature and the system of observation. The analysis of the data of all four

cycles provided information about the geoelectrical section of the blocks structure and small disintegration zones using the data of lateral geotechnical heterogeneity distribution, and finally a conclusive outcome about the foundation stability. Understanding the rock massive structure as a conceptual ranged hierarchic structure model is the key point to investigate the inner state dynamics and the self organized system associated to the massive structure; this could be achieved by geophysical methods considering the model proposed by Hachay O.A.[4]. The block-hierarchic structure is the result of the destruction processes. Applying an external mechanical stress will influence the initial inner structure forming the hierarchic structural deformation levels, which can be indicated by geophysical fields. The embedded heterogeneities of the smaller rank and the block dimensions in the discrete piece-heterogeneous block medium model are named as heterogeneities of the second rank (heterogeneities can be named as heterogeneities of the next rank depending upon research scale). Applying external induction electromagnetic field with many frequencies and arrays using a controlled source and the elaborated processing and interpretation technologies [2] allows revealing the disintegration zones, which indicate the rock stability. The objects of electromagnetic monitoring of geological medium state are heterogeneities of the second rank, which appear and change during the variations of external influence. In the Institute of Geophysics UB RAS, a new method was established to monitor the massive state, which allows classifying the massive by its degree of stability [4]. In the frame of natural research we can identify the geoelectrical heterogeneities of the second rank and achieve the objective of monitoring. They are defined by interpretation of the ratio of two horizontal components of the measured modulus of the alternating magnetic field on fixed frequencies ω at different positions in space points x_l , i.e.

$$: \bar{\delta}(x_l, \omega) = \frac{1}{k} \sum_{n=1}^k \left| \frac{H_\varphi(x_l, \omega)}{H_\rho(x_l, \omega)} \right| \bullet 100\% \quad (1), \text{ where } \bar{\delta}(x_l, \omega) \text{ is the average parameter of horizontal}$$

unhomogeneities, $H_\rho(x_l, \omega)$ -horizontal magnetic component directed to the source of excitation, $H_\varphi(x_l, \omega)$ - horizontal magnetic component directed perpendicular to $H_\rho(x_l, \omega)$, k-number of arrays, which content the same x_l .

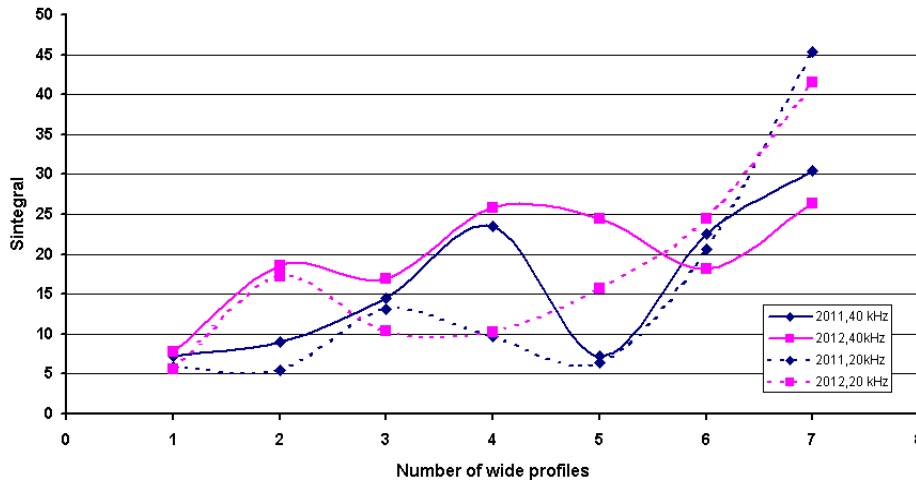
Applying the approaches interpreting the space-frequency distribution of the average parameter (1) we approximate the disintegration zones by small current lines located into the block geoelectrical section. The moment \tilde{M}_0 of these current lines is identified and named as intensity of disintegration zones observed on the whole profile. These zones are located on different depths of the cross section, therefore we divide the depth on some intervals: 0-1m, 1.-2m, 2-3m,3-4m, 4-5m, 5-6m, 6-7m, 7-8m, 8-9m, 9-10m, 10-11m and so on. Then we two elaborated integral parameters; the distribution of the summed intensity of the disintegration zones for each interval along the profile ($S_{l, \text{interval}}$), and integral distribution of the intensity of the disintegration zones for all intervals (S_{integral}) along the profile. The first provides information about the activity of crack's which in turn indicates qualitatively the stability level of the rock massive, and the second helps to classify the massive stability in terms of numerical criterions using the synergetic theory approaches [4]. The following equation is used to estimate the parameters:

$$S_{l, \text{interval}}(N_l, T, \omega) = \sum_{i=1}^{N_l} \tilde{M}_0^i(\omega, T) \quad (2)$$

$$S_{\text{integral}}(L, T, \omega) = \sum_1^L S_{l, \text{interval}}(N_l, T, \omega) \quad (3),$$

where \tilde{M}_0^i is the intensity of the disintegration zone, N_l is the number of disintegration zones inside one interval l , L is the total number of intervals, ω is circle frequency of observation, and T is the time in years of a cycle of monitoring, $S_{\text{integral}}, \tilde{M}_0^i$ are in conventional units. This technique had been provided in the deep mines of bauxite and magnetite (up to 800 m depth); in which, the prediction and defining of the instable localities inside the mines and the forecasting of the

energetic dynamic events were definitely right and approved [2-6]. Furthermore; this procedure had been applied to estimate the geoelectrical and geomechanical state in inhabited area of Cairo with



multilevel appearances of instable features. The system of observation, method of processing and interpretation had been detailed in [7].

Fig. 1. Distribution of integral intensity of cracks of the block layered half space for sub parallel wide profiles, CSEM monitoring data.

Acknowledgements

The work had been done in the frame of the Twin Agreement between the National Research Institute of Astronomy and Geophysics (NRIAG) of Egypt and the Federal Institute of Geophysics (IGF) Ural Branch (UB), Russian Academy of science (RAS) together with the Ural Federal University. The institutions supported the work with researchers and equipments. The last two cycles of monitoring had been done under the research project ID: 2989 financed by the Science and Technology Development Fund (STDF).

References

1. *Morsi, A.M., Speijer, R.P.* High-resolution ostracode records of the Paleocene-/Eocene transition in the South Eastern Desert of Egypt - taxonomy, biostratigraphy, paleoecology and paleobiogeography. *Senckenbergiana lethaea*, 2003. 83. 61-93.
2. *Hachay O.A.* The three-stage concept of common interpretation for 3-d electromagnetic and seismic fields and some results of it's practical realization.// *Engineering and environmental geophysics for the 21-st century. Proceedings of the international symposium on engineering and environmental geophysics.* Chengdu. 1997. pp. 286-292.
3. *Hachay O.A., Novgorodova E.N. and Hachay O.Yu.* A new method for revealing disintegration zones in rocks of different content. *Rock information and analytical bulletin.* 2003. 11. pp 26-29 (in Russian).
4. *Hachay O.A.* A new method for estimation and forecasting of the degree of stability state of rock massive. // *Advances in heterogeneous material mechanics Proceedings of the second international conference on heterogeneous material mechanics.* June 3-8, 2008. DEStech Publications, Inc. P.1096-1099.
5. *Hachay O.A. and Khachay O.Yu.* A warning System for catastrophic Man-Made Hazards using electromagnetic induction Monitoring, verified in rock burst massif of different Matter Content.// *Geophysical Research abstracts.* Vol.12. EGU2010-2654.
6. *Hachay O.A., Khachay A.Yu and Khachay O.Yu.* Dynamical model for evolution of rock massive as a response on a changing of stress-deformed state. // *Fractal analysis and Chaos in Geosciences.* INTECH, Croatia. 2012. Chapter 5. p.87-108.
7. *Magdy A. Atya, Olga A. Khachay, Mamdough M. Soliman, Oleg Y. Khachay, Ahmed B. Khalill, Mahmoud Gaballah, Fathy F. Shaaban and Ibrahim A. El. Hemali.* CSEM imaging of the near surface dynamics and its impact for foundation stability at quarter 27, 15-th of May City, Helwan, Egypt. // *Earth sciences research journal,* Vol.14, N1, p.76-87.

УДК 551+622

**GEOPHYSICAL INVESTIGATION TO EVALUATE GROUNDWATER POTENTIALITY
IN WESTERN DESERT BACK-ROAD, MINYA, EGYPT**

Magdy Atya, Gad EL-Qady, Hatem Odah and Mohamed Abdel Zaher
National Research Institute of Astronomy and Geophysics, Cairo, Egypt
magdy@nriag.sci.eg, gadosan@yahoo.com, moh_zaher@yahoo.com

Abstract: Qarret Abu Rouh is the natural westward extension of the desert backside's of Minya prefecture, therefore, it is proposed for National Development Projects "NDP". Water is the cornerstone for each development project. In this frame, a mega farm of 10,000 acres was constructed with 150 productive water wells. Lately, some of these wells became saline and other wells dried up to the extent that it becomes a real need to investigate for reserve aquifers to rescue the capitals invested. A geophysical survey has been conducted using the Time domain electromagnetic (TEM) and hybrid source Magnetotelluric (CSMT); the two techniques are selected to overcome the arid non conductive conditions at the area, in addition to the desire to prospect for the water along the maximum possible depth. Twenty eight CSMT stations have been acquired by stratagem EH-4 instrument both of Low frequency band (0.1 Hz – 1KHz) and standard high frequency controlled sources (CSMT) band (10 Hz- 100 Khz). For TEM survey. Thirty three TEM stations have been acquired using SIROTEM MK3 device, the measured stations are arranged on three major profiles oriented South North at different time windows. The data has been processed considering the objectives of; defining the structural basin geometry and the reserve water potentiality. The results conclude valuable information helped to construct and manage production plan to keep the aquifer in charge balance with production rates, and defining the production spots from the deep reserve aquifers.

Over the past five decades in Egypt, the population densities increased and concentrated in the Nile Valley. Most Egyptians are concentrated in the Valley and Delta of the Nile River, areas that account for only one-third of the entire land surface of Egypt. The rest of the country is largely uninhabited desert. The reclamation of such areas depends mainly on the occurrence, quantity and quality of the groundwater. The study area is located at the north west of Minya governorate between latitudes 28.35° and 28.45° North and between longitudes 30.45° and 30.50° East Qarret Abu Rouh is the westward extension of Al Minya prefecture along Cairo-Assyut desert backside and is counted for the National Development Projects "NDP". A mega farm of about 10,000 acres had been constructed based on the underground aquifers; lately, several productive wells became more saline and others dried up to the extent that the invested capitals were a subject of loose. Therefore; electromagnetic surveys have been conducted in the study area to study the geologic and hydrologic setting to a considerable depth, identify the water bearing formations and the water table, delineating the reservoir dimensions and defining the production spots and drilling recommendation. Few individual geological, geophysical and hydro geological studies have been carried out on the area. Dealing with the geology of the area some regional and local studies have been done [1-4].

FIELD SURVEY

The work planned in this study is to explore the hydrologic setting in the area and to investigate the subsurface on two phases; the first phase is planned to investigate the shallow depths by using Time Domain Electromagnetic (TDEM) and High Frequency Magneto-Telluric (HFMT). The second phase is planned to study the deep seated reservoirs using the Hybrid Source or Control Source Magneto Telluric (CSMT). The MT survey is conducted using stratagem EH-4 instrument. A number of 28 stations using both low frequency band (0.1 Hz – 1KHz) and standard high frequency band (10 Hz- 100 Khz) have been measured while 7 stations where measured using high frequency band only. At most of the stations it is good to measure the resistivity variations at both frequency modes. Only at few sites it is not possible to measure both together. The distance between the MT stations range from 500 m to 2000 m, depending on the available space for constructing the instrument. The Stratagem represents a unique MT system that uses both natural

and manmade electromagnetic signals to obtain a continuous electric sounding of the earth beneath the measurement site. Electrode stakes are used to measure electric fields and highly sensitive magnetic coils are used to measure magnetic fields. Low-frequency natural MT waves are recorded, and the measurement is then repeated using an artificial signal source for CSAMT. The TEM data have been acquired at 33 stations, about 1000 meters apart, arranged along three north-south trending profiles.

DATA ANALYSIS AND PROCESSING

Data processing and interpretation have been conducted on the MT data by using WinGLink software (GEOSYSTEM SRI). As a result some of the noisiest sites are excluded from the dataset. The MT data consists of two kinds of modes; high frequency (0.01-100 kHz) and low frequency (0.01 – 10 Hz). First, the MT data of different frequencies for the same MT site are merged. Then, the combined data have been used to estimate the elements of the MT impedance tensor which finally used for determining the apparent resistivity's and phases for both transverse electric (TE) and Transverse magnetic (TM) modes. We derived the apparent resistivity curves as well as their corresponding phase curves for profiles 1 and 2. Almost at all frequencies, the apparent resistivity are congruent for the XY- and YX- components with a small offset which indicating a small static shift. The apparent resistivity's in all MT sites increase in low frequencies that reflect increasing resistivity with depth. The oscillations in the apparent resistivity and phase above 0.1 Hz are due to the existence of layered resistivity structure in the upper strata. The MT phase is also exhibits these changes. The scattering of the phase of MT data with frequencies can be contributed to the structure that is not truly 2-D. In profile 1, the sounding can be classified into two groups on the basis of similarity of apparent resistivity curves. The first group includes soundings 1, 4, 8 and 9, which show small variation of resistivity at all frequencies. These sites indicate the homogeneity of the subsurface rock strata. Only at site 4 the resistivity curve locate in a very low conductivity ranges that reflect the existence of a very high resistive body below this site. The other group includes soundings 2, 3, 5, 6, 7 which show a wide range of resistivity values. In these sites the resistivity increases as the frequency decreases to reach its maximum at site 7. In profile 2, all soundings curves have the same conductivity structure where the resistivity decreases at higher frequencies and then below 1000 Hertz the resistivity increases. Higher resistivities have been detected at sites 12, 13, 15, 16 which reflect high resistive layers below them. The TEM method is well suited for mapping the depth and conductivity of highly conductive materials in the subsurface. It is an inductive method utilizes a strong direct current passed through a square loop commonly laid on the ground surface. The flow of this current in the surface loop will create a primary magnetic field spreads out into the ground. When the applied current is abruptly terminated, the primary magnetic field starts to decay with time. According to Faraday's law, the decay of the primary magnetic field with time will induce eddy currents that flow outward and downward in the subsurface conductors. The rate of change of these currents and of their respective secondary magnetic field depends on the size, shape and conductivity of the subsurface conductors. The TEM data have been measured by SIROTEM MK3 conductivity meter [5], applying the coincident loop configuration with a loop side length of 50 m. The data have been recorded in the composite mode through 35 time gates. The receiver coil measures the rate of change of the magnetic field as a function of time (dB/dt) during the transient (an example of TEM).

1-D INVERSION OF MT DATA

One of the most important steps in the interpretation of MT data is to converter MT data, that is a function of frequency, into a model of subsurface resistivity as a function of true depth. 1-D inversion of MT data is conducted by using Bostick scheme. The inversion is carried out by assuming a model consisting a minimum number of layers with various resistivity boundaries; this heuristic inversion scheme generates a near-continuous resistivity distribution versus depth [6]. Thus, the better the fit between measured and predicted data, the better the model resolution. Soundings 3, 5, 6, 8 and 9 in profile 1 have same resistivity distributions with depth which reflect the same subsurface strata below them. While in sites 4 and 7, the resistivity curves appear high resistivity values at lower frequencies that indicate very low conductive layers. Also, sites 15 and

16 in profile 2 show these high resistive layers. For easy interpretation, resistivity sections were created using Bostick model along each profile. These sections elucidate the subsurface geological situation below the study area by correlating MT soundings with each other along each profile and hence illuminating the lateral change of resistivity along profiles. Thus, the subsurface freshwater reservoir can be recognized and delineated with resistivities ranging from 16-100 ohm-m. The high resistive layers that observed in both profile are refer to high resistive limestone which are abundant in that area. TEM data have been inverted in 1-D scheme using TEMIX XL 4 (2002) program, assuming layered-earth models. The observed data have fit the model responses. The best-fitted models have been used for construction of three geoelectrical cross-sections along the profiles P1, P2 and P3. Inspection of these cross sections indicates that two to three geoelectrical layers could be identified in the shallow subsurface medium. The first, uppermost, layer is relatively thin with a maximum thickness of 10 meters, and exhibits a wide range of resistivity values reflecting the effect of surface conditions and /or lithological variations. It is mainly composed of sand and gravel of Quaternary age. The second layer is recognized as being continuous beneath all stations along the studied profiles. It exhibits low to moderate resistivity values and extends to greater depths ranging from 75 m (P1) to 100 m (P2 and P3) below the ground surface. This thick layer may be composed of clay beds intercalated with sand lenses and sand sheets of Pliocene age. The subsurface section has been ended by a relatively resistive third layer which is appeared only in profile P1 at a depth of about 75 meters below the ground surface. This layer is supposed to be composed of fractured limestone, sand and marl deposits of Eocene age.

CONCLUSION

El-Kawther- and Alkayan farm (Qarret Abu Ruh) is considered one of the promising area in which the groundwater can be used for development (well site key map together with recommendations for a production plan is provided). The use of the AMT and the CSMT methods for exploration and detection the water-bearing formations in the area produced reasonable results. 1D inversion of MT data help to recognize and delineate the subsurface freshwater reservoir which has resistivity ranging from 6-100 Ohm-m. The TEM method shows the existence of two to three geoelectrical layers in the shallow subsurface medium. These layers are sand with gravel, clay beds intercalated with sand lenses and fractured limestone, sand and marl deposits.

REFERENCES

1. El-Ramly, MF, and Akaad, MK (1960) The basement complex in the central Eastern Desert of Egypt, between Lat. 24° 40' and 25° 40', Geol. Surv. Cairo 8, 35.
2. El-Shazly, EM (1964) On the classification of the Precambrian and other rocks of the magmatic affiliation in Egypt, 22nd Int. Geol. Con. India, Sec. 10, 394.
3. Aref, MA (1982) Micropaleontology and biostratigraphy of the Eocene rocks in the area between Assiut and Beni Suef, East of the Nile Valley, Egypt, Ph. D. Thesis, Assiut Uni., Assiut, Egypt, 277 pp.
4. Khalifa, MA, Abu El Ghar, MS, Helal, S and Hussein, AW (2004) Depositional history of the Lower Eocene Drowned Carbonate platform (Drunka Formation), west of Assiut-Minia stretch, Western Desert, Egypt, 7th International Conference on the Geology of the Arab World, Cairo University, 233 – 254.
5. Buselli, G, and O'Neill, B (1977) SIROTEM: A new portable instrument for multichannel transient electromagnetic measurements, Expl. Geophys. 88, 82-87.
6. Bostick, FX (1977) A simple almost exact method of MT analysis, Workshop on, Electromagnetic Methods in Geothermal Exploration, Snowbird, Utah, U.S, Geol, Surv., Contract no, 14080001-8-359.

УДК 551+622

IMPLEMENTATION OF PLANSHET CSEM SURVEY TO SOLVE SEVERAL COMPLEX GEOPHYSICAL NEAR SURFACE PROBLEMS IN EGYPT; CASE STUDIES

Olga Hachay¹, Magdy Atya², Hatem Odah² and Oleg Khachay³

¹ *Institute of Geophysics Ural Branch of RAS, Ekaterinburg, Russia.*

² *National Research Institute of Astronomy and Geophysics, Cairo, Egypt*

³ *Ural Federal University, Ekaterinburg, Russia*

Abstract: In the present paper we introduce a new method involving the control source electromagnetic induction to solve several complex geophysical near surface problems. The technique implies a source generator of multifrequency electromagnetic field, a magnetic sensor, and a receiver. Within the technique. electromagnetic field, with constant frequency, is injected into the ground from transmission point, the receiver is switched to receive the same frequency at receiving points aligned into variable systems of observations proper to the objectives of the work [1-5]. Data processing is constructed providing the average distribution of the geoelectric parameters inside a medium layered half space proper to the planshet's design [6]. The technique has employed to solve several complicated geophysical problems, such as work in electromagnetic-noisy areas and urban, mines and mega caves, deep archaeological foundations, site stability and monitoring, inspection of heavy duty roads, in addition to many other applications. in this paper, results of some complicated cases will be introduced.

Nowadays geophysics is getting more interacted with the life real needs and problems and became essential to be used for investigating, observing, and monitoring of several complex tasks. The CSEM planshet is a new technique developed by the Federal Institute of Geophysics UB RAS by Chelovechkov [1-5,7-8] to fulfill the urgent requirements to solve some complex problems. It attains its significance to the geophysical problem from the capability of the analytical screening and mapping of the rock massive structures with many levels of information layers inside the investigated medium layered half space. Details about the technique, systems of observations, and some processing tasks is given in [6]. In the present paper, some of the investigated cases will be introduced.

Case 1: Deep Romans in East Alexandria. In which the investigation had been conducted to reveal the deep archaeological structures embedded in the soil thick filling debris. The filling thickness prevented some other geophysical techniques to reach their normal depths of penetration such as GPR, ER and TEM. With the CSEM it was possible to exceed 40 meters in high resolution, the results lead to the finding of a big stone block comparable to an ancient round wall to the defunct roman museum at an approximate depth of 9 meters.

Case 2: Mega Caves in Helwan, Egypt. The city of 15th of May at Helwan prefecture is constructed over Al Mokkatam limestone plateau; it is characterized with several faults, joints, and voids big enough to reach mega caves. Some of these features extend beneath the dwelling blocks of the city. The technique has been employed to detect the extension of the caves and to investigate the geotechnical situation at Quarter 14 of the city.

Case 3: Research in Old Alexandria. Alexandrian, second capital of Egypt or bride of the Mediterranean, is a city of special cultural mixture representing almost all periods. The boundaries and artifact's content of Old Alexandria interests a wide slice of the archaeo-geophysicists all over the world. The site nature makes it definitely hard to conduct errorless geophysical survey with the classic tools for archaeological prospecting. The reasons for that are; 1) the salty soil thick cover of the filling (> 20 meters in some places) produced of digging Al Farkha canal, 2) the crowded narrow streets with sanitary, drinking water, and cables networks, 3) the high buildings with many electromagnetic noise resources, and 4) the uncountable numbers of population and cars. The CSEM planshet techniques has been proven in the two most complicated stations; El Nabi Daniel Street and shore sea strand. Many valued results could be read in the sections and graphs.

Case 4: Red Sea Hot Springs, Sinai. The validity of the Planshet CSEM technique has been proven in two complicated sites in Sinai; Hammam Faraon and Abu Swiera hot springs. In the first site, the

possible place for conducting a survey is 8 meters width-street enclosed between the mountain from a side and the sea from the other side In the second site, the Planshet CSEM survey has been conducted around the thermal sources outlet using a special system of observation in which, the sources of excitation has been located on a middle profile between two receiving profiles forming an area planshet.

In this paper we tried to summarize the applications in which the Planshet CSEM techniques has been proven. The technique has been applied to many other cases such as the mines, platinum placers, foundation stability and monitoring, and massive structures, cracks existence and density, and sliding places.

The system utilizes multi (constant per Planshet) frequency providing information about the comparable depths, then the tolerant system of observation which vary in different ways to give different planshet's designs, the technique of processing the collected data can be oriented to achieve different goals. The aimed objectives of the given case studies had been, in most cases, achieved.

CONCLUSION

The Planshet CSEM was developed to fulfill the demand of an enhanced geophysical technique, device, and precise mathematical interpretation techniques to map and monitor the high complicated geological mediums, and to determine the structural factors and criteria of the rock massif in the subsurface. The field observation and the way of interpretation make the new technology differ from other known earlier methods of field raying or tomography.

The 2D planshet medium can be developed into the research of 3D geoelectric medium based on interpreting the alternating electromagnetic field in the frame of a block-layered isotropic medium with inclusion over three stages [1,7]; *in the first stage*, the geoelectric parameters of the horizontal block-layered medium, which includes the heterogeneities, are defined, *in the second stage*, a geometrical model of the different local heterogeneities or groups inside the block-layered medium is constructed based on the local geoelectrical heterogeneities produced from the first stage after filtering the anomalous fields plunged in the medium, while *in the third stage*, the surfaces of the searched heterogeneities could be calculated in account of the physical parameters of the anomalous objects.

The technique has been tested in several difficult situations, where the chance for other geophysical techniques is limited; among these situations are the survey inside a productive magnetite mine, the survey on heavy duty roads, survey in places with electromagnetic noise resources, and survey between dwelling blocks.

A next phase of development is under research to enhance the near surface objectives (0 to 10 meters) and mishmash tomography.

ACKNOLEGDEMENTS

The work had been done in the frame of the Twin Agreement between the National Research Institute of Astronomy and Geophysics (NRIAG) of Egypt and the Federal Institute of Geophysics (IGF) Ural Branch (UB), Russian Academy of science (RAS) together with the Ural Federal University The institutions supported the work with researchers and equipments.

REFERENCES

1. Hachay O. A. (1997a). The three – stage concept of common interpretation for 3-d electromagnetic and seismic fields and some results of its practical realization, Engineering and environmental geophysics for the 21-st century. 1997. China, Chengdu. 286–292.
2. Hachay O. A. and Bodin V. V. (1997b). Novgorodova E.N., Bodin Vd.V., Hachay A. Yu., Hinkina T.A. A new complex near-surface electromagnetic and seismic technique for 3-d research of inhomogeneous and unstationary medium, Engineering and environmental geophysics for the 21-st century. 1997. China, Chengdu. 181–189.
3. Hachay O. A. and Novgorodova E. N. (1997c). The experience of area induction research of sharp heterogeneous geoelectrical medium, Fizika Zemli. 1997, №5. 60 –64.
4. Hachay O. A., Novgorodova E. N, and Bodin V. V (1999). About the problems of near surface geoelectricity and some results of their solution, Fizika Zemli, 1999, №5, 47–53.

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

5. Hachay O. A., Novgorodova E. N. and Hachay A. Yu. (2000). Mapping of 3-D conductive zones with use of area systems of observation in a frame of 3-D frequency-geometrical method, *Geology and geophysics*, 2000, V.41, №9, 1331–1340.
6. Magdy A. Atya, Olga A. Khachay, Mamdouh M. Soliman, Oleg, Yu. Khachay, Ahmed B. Khalil, Mahmoud Gaballah, Fathy F. Shaaban, Ibrahim A. El Hemali “CSEM Imaging of the near surface dynamics and its impact for foundation stability at Quarter 27, 15th of May City, Helwan, Egypt”, *Earth Sci. Res. J.* Vol. 14, No. 1 (June 2010): 76-87
7. Hachay O. A. (2002.A). New conception of active and passive electromagnetic 3-D monitoring of volcanoes and active faults, III International Workshop on magnetic, electric and electromagnetic methods in Seismology and Volcanology, Moscow 2002, RAS. 169–171.
8. Kiruchin A.V. and Sugrobov V.M. (1987). The models of heat transfer in hydrothermal systems of Kamchatka, M.: Nauka. 1987, 151.

УДК 519.6+550.8

**ИТЕРАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ СТРУКТУРНОЙ
ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ**

Е.Н. Акимова^{1,2}, А.В. Баженова², А.И. Третьяков²

aen15@yandex.ru, bazhenova-a-v@mail.ru, fr1z2rt@gmail.com

¹*Институт математики и механики УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

²*Уральский федеральный университет им. Б.Н. Ельцина, Екатеринбург, Россия*

Рассматривается трехмерная структурная обратная задача гравиметрии о восстановлении поверхности раздела сред по известному скачку плотности и гравитационному полю, измеренному на некоторой площади земной поверхности.

Предполагается, что нижнее полупространство состоит из двух слоев постоянной плотности, разделенных искомой поверхностью S . Поверхность имеет горизонтальную асимптотическую плоскость $z = H$, $\lim_{|x|,|y| \rightarrow \infty} |z(x, y) - H| = 0$ и гравитационная аномалия создана

отклонением поверхности S от плоскости H . В декартовой системе координат функция $z = z(x, y)$, описывающая искомую поверхность раздела, удовлетворяет нелинейному двумерному интегральному уравнению Фредгольма первого рода [1]

$$A[z] \equiv f \Delta \sigma \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left\{ \frac{1}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x', y') \right]^{1/2}} - \frac{1}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2 \right]^{1/2}} \right\} dx' dy' = \Delta g(x', y', 0), \quad (1)$$

где f – гравитационная постоянная, $\Delta \sigma$ – скачок плотности на границе раздела сред, $\Delta g(x', y', 0)$ – аномальное гравитационное поле.

Задача гравиметрии является существенно некорректной задачей, решение которой обладает сильной чувствительностью к погрешности правой части, полученной в результате измерений и предварительной обработки геофизических данных.

После дискретизации уравнения (1) на сетке $n = M \times N$, где задана Δg , и аппроксимации интегрального оператора по квадратурным формулам имеем систему нелинейных уравнений

$$A_n[z] = F_n. \quad (2)$$

В работе [2] для решения системы нелинейных уравнений (2) исследуются методы градиентного типа с дополнительными множителями γ :

линеаризованный метод наискорейшего спуска (ЛМНС)

$$z^{k+1} = z^k - \gamma \frac{\|A'(z^k)^T (A(z^k) - F)\|^2}{\|A'(z^k) A'(z^k)^T (A(z^k) - F)\|^2} A'(z^k)^T (A(z^k) - F) \quad (3)$$

и линеаризованный метод минимальной ошибки (ЛММО)

$$z^{k+1} = z^k - \gamma \frac{\|A(z^k) - F\|^2}{\|A'(z^k)^T (A(z^k) - F)\|^2} A'(z^k)^T (A(z^k) - F). \quad (4)$$

Для решения системы нелинейных уравнений (2) также можно использовать итеративно регуляризованный метод Ньютона (МН) [3]

$$z^{k+1} = z^k - \left[A'_n(z^k) + \alpha_k I \right]^{-1} \left[A_n(z^k) + \alpha_k z^k - F_n \right] \quad (5)$$

и модифицированный метод Ньютона (ММН) [4], когда производная оператора вычисляется в фиксированной точке

$$z^{k+1} = z^k - [A'_n(z^0) + \alpha_k I]^{-1} [A_n(z^k) + \alpha_k z^k - F_n]. \quad (6)$$

В качестве начального приближения ММН используется горизонтальная асимптотическая плоскость $z^0 = H$.

Здесь $A_n(z^k)$ и F_n – конечномерные аппроксимации интегрального оператора и правой части уравнения (1), $A'_n(z^k)$ – производная оператора A в точке z^k , I – единичный оператор, α_k – последовательность положительных параметров регуляризации, k – номер итерации.

На каждом шаге метода Ньютона и модифицированного метода Ньютона очередное приближение z^{k+1} находится путем решения СЛАУ

$$A_n^k z^{k+1} = F_n^k \quad (7)$$

прямым методом Гаусса, блочным методом квадратного корня (МКК) либо итерационными градиентными методами минимальной ошибки (ММО) и минимальных невязок (ММН).

Условием останова итерационных процессов (3) – (6) является выполнение условия $\|A_n z - F_n\| / \|F_n\| < \varepsilon$ при некотором $\varepsilon > 0$.

В данной работе на основе методов (3) – (6) для решения задачи гравиметрии в двухслойной среде разработаны эффективные параллельные алгоритмы, численно реализованные на ядрах суперкомпьютера «Уран» ИММ УрО РАН с помощью технологий OpenMP и OpenCL (с использованием векторных инструкций для ядер процессора).

На примере модельной задачи гравиметрии «горка и квадратная горка» проведено сравнение итерационных методов по скорости сходимости и времени счета.

Рассматривается модельная задача гравиметрии с известным точным решением

$$z(x, y) = 12 - 6e^{-(x/15-4.5)^{18} - (y/15-3.5)^{18}} - 4e^{-(x/10-2.5)^2 - (y/10-3)^2}.$$

Для поверхности были выбраны следующие параметры: глубина залегания поверхности $H = 12$ км, скачок плотности $\Delta\sigma = 0.3$ г/см³, область $S: 90 \times 100$ км², шаги сетки $\Delta x = \Delta y = 1.0$ км. Гравитационная постоянная $f = 6.67 \cdot 10^{-8}$ см³/г·с².

Правая часть $G(x, y)$ уравнения (1) находилась путем решения прямой задачи гравиметрии. После дискретизации исходного уравнения на сетке и аппроксимации интегрального оператора имеем матрицу $A'(z^k)^T$ размерности 9000×9000 .

На рис. 1 изображена модельная поверхность «горка и квадратная горка», на рис. 2 изображено синтетическое поле от модельной поверхности с равномерным шумом с амплитудой 5%. На рис. 3 изображена восстановленная поверхность методом ЛМНС для модели без шума, на рис. 4 – восстановленная поверхность для модели с шумом.

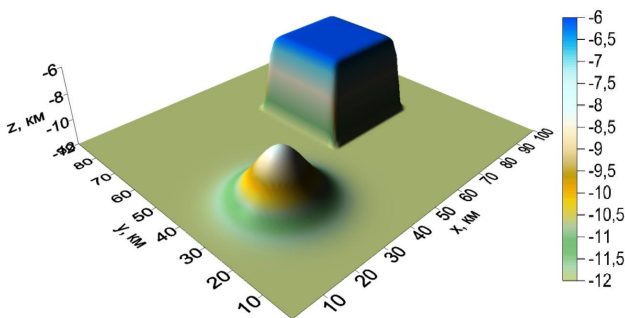


Рис. 1. Модельная поверхность

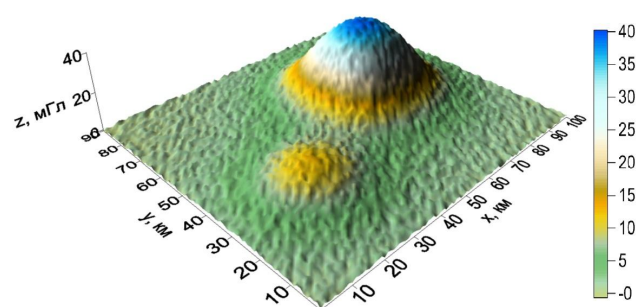


Рис. 2. Поле с шумом от модельной поверхности

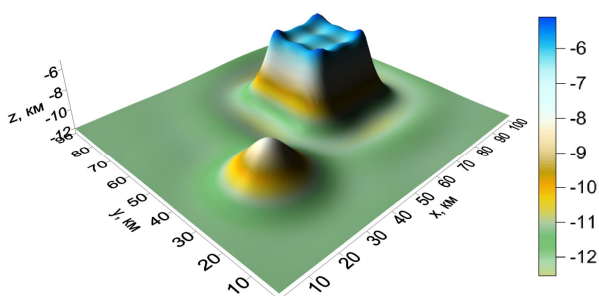


Рис. 3. Восстановл. поверхность (без шума)

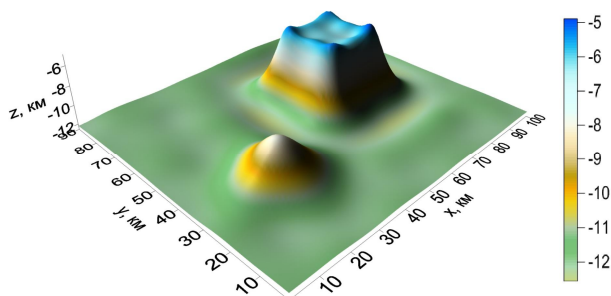


Рис. 4. Восстановл. поверхность (с шумом)

В табл. 1 приводятся результаты решения модельной задачи гравиметрии «горка и квадратная горка»: метод решения, относительная норма невязки $\varepsilon = \|A_n z - F_n\| / \|F_n\|$, относительная погрешность решения $\delta = \|z^T - z^{IP}\| / \|z^T\|$, число итераций N , время счета T_1 на одном процессоре, время счета T_2 на 8 ядрах суперкомпьютера «Уран» с помощью технологии OpenMP и время счета T_3 на 8 ядрах «Уран» с помощью технологии OpenCL.

Таблица 1. Результаты решения модельной задачи гравиметрии

Задача без шума	ε	δ	N	T_1	T_2	T_3
ЛММО	0.0049	0.0248	90	5 мин.	1 мин.	50 сек.
ЛМНС	0.0049	0.032	200	13 мин.	3 мин.	2 мин.
ММН (+ММО)	0.003	0.042	1 (+109)	43 сек.	18 сек.	10 сек.
МН (+ММН)	0.005	0.035	3 (+8)	12 сек.	8 сек.	4 сек.
Задача с шумом	ε	δ	N	T_1	T_2	T_3
ЛММО	0.006	0.05	70	4 мин.	1 мин.	40 сек.
ЛМНС	0.0052	0.035	122	8 мин.	2 мин.	1 мин.
ММН (+ММО)	0.0018	0.078	9 (+100)	1 мин.	20 сек.	13 сек.
МН (+ММН)	0.005	0.068	3 (+22)	18 сек.	12 сек.	5 сек.

По результатам решения модельной задачи гравиметрии «с углами» можно сделать вывод, что градиентные методы ЛМНС и ЛММО являются более точными и устойчивыми к шуму, чем методы МН и ММН. Методы типа Ньютона до некоторого δ сходятся очень быстро (за несколько итераций), затем сходимость существенно замедляется.

Распараллеливание алгоритмов и реализация их на многоядерных процессорах с помощью технологий OpenMP и OpenCL уменьшает время счета в несколько раз.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН в рамках программ Президиума РАН № 15 (проект 12-П-1-1023) и № 18 (проект 12-П-15-2019).

Список литературы

1. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Физика земли. 2010. № 11. С. 23–35.
2. Васин В.В., Еремин И.И. Операторы и итерационные процессы фейеровского типа. Теория и приложения. Екатеринбург: УрО РАН. 2005.
3. Vakhshinsky A., Goncharsky A. Ill-Posed Problems: Theory and Applications. London: Kluwer Academic Publishers. 1994.
4. Васин В.В. Модифицированные процессы ньютоновского типа, порождающие фейеровские аппроксимации регуляризованных решений нелинейных уравнений // Труды Института математики и механики УрО РАН. 2013. Т. 19. № 2. С. 85-97.

УДК 550.3

**ОПТИМИЗАЦИЯ РЕШЕНИЙ ОБРАТНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ
МЕТОДОМ ПРИБЛИЖЕНИЙ ПАРАБОЛИЧЕСКОЙ ВЕРШИНЫ**

В.А. Антонов

Antonov@igduran.ru

Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Optimization of solutions of problems of quantitative interpretation of potential geophysical fields by method of approximations of parabolic top is considered. The method essence is stated. Efficiency of its application on numerical experiment of interpretation of gravitational field of extended ore is shown.

Решения задач количественной интерпретации потенциальных геофизических полей, созданных уединенными, однородными и замкнутыми геологическими телами, часто получают подбором их модели. Для обеспечения единственности решения модели строят с учетом априори известных некоторых сведений о влияющих факторах – причинах возникновения поля. Согласно принципу суперпозиции поле аппроксимируется в моделях полиномом факторных функций, выражающих влияние региональной компоненты и геологических тел с элементарной формой, например, шаром, цилиндром, уступом. Составленный таким образом полином по признакам распространения указанных компонент поля выражает его нелинейную функционально-факторную регрессию. Обратная задача сводится к определению оптимальных значений параметров ξ_j факторных функций, конкретизирующих распределение регионального фона и координаты залегания тел с модельными формами. Критерием оптимизации является приведение к максимуму регрессионного коэффициента детерминации $R^2(\xi_j) = 1 - \frac{D(\xi_j)}{D}$, где D – дисперсия измеренных значений наблюдаемого поля (узловых точек); $D(\xi_j)$ – дисперсия отклонений регрессии от узловых точек.

Оптимизация совокупности упомянутых функциональных параметров известными численными методами (прямого поиска, градиентными, второго порядка) затруднена или вовсе невозможна из-за часто получаемой сложной топологии функции $R^2(\xi_j)$ и, как следствие, неустойчивой сходимости алгоритмов итерационных расчетов. Исследования [1, 2], проведенные в институте горного дела УрО РАН, показали, что оптимизация относительно сложных многомерных функций надежно и просто проводится методом приближений параболической вершины (МППВ), разработанным автором. Суть метода состоит в итерационном последовательном приближении расчетного максимума вогнутой параболической функции, построенной по опорным точкам множества $R^2(\xi_j)$, к максимуму R^2_m . Поскольку коэффициент $R^2(\xi_j)$ рассчитывается методом наименьших квадратов (МНК) по значениям функциональных параметров и измерениям поля в узловых точках, то в итоге итерационных приближений определяется совокупность ξ_j , при которой коэффициент детерминации $R^2(\xi_j)$ наибольший из всех возможных, оцениваемых МНК. Метод реализуется в следующем порядке.

Если распределение $R^2(\xi_j)$ имеет два или несколько максимумов, то оптимизационные расчеты МППВ проводятся в последовательно чередующихся его ортогональных сечениях, содержащих целевые функции R^2_o . Каждое сечение образуется путем задания в функции R^2 фиксированных значений некоторым параметрам ξ так, что в оставшихся координатах $\xi_1, \xi_2 \dots \xi_j \dots \xi_m$ оно содержит единственный глобальный максимум R^2_{om} . В выделенном сечении R^2_o положение такого максимума сначала локализуется. В области локализации устанавливаются стартовые координаты ξ_{jv} и R^2_{ov} опорных точек, которые используются в МППВ. Здесь индекс j пробегает значения от 1 до m – количества оптимизируемых в сечении параметров, а индекс v обозначает номер опорной точки и

изменяется от 1 до $2m+1$. Начальное положение первой опорной точки определяется приближенным аналитическим расчетом, учитывающим теоретическое представление поля и характерные особенности распределения узловых точек.

Стартовое положение остальных опорных точек с номерами $\nu > 1$ задается по следующему правилу ортогонального вогнутого перекрестка, которое состоит из двух частей. Центром перекрестка считаем положение первой опорной точки. Аргументы опорных точек с номерами $1 < \nu < 2j$ и $2j+1 < \nu \leq 2m+1$ тоже принимают значения центра. Опорные точки с номерами $2j$ и $2j+1$ устанавливаются по оси j -аргумента со смещением относительно центра в двух противоположных направлениях на интервал $|\Delta \xi_j|$. Координаты точек с номерами $\nu = 2j$ выражаются разностью $\xi_{j\nu} = \xi_{j1} - |\Delta \xi_j|$, а с номерами $\nu = 2j+1$, соответственно, суммой $\xi_{j\nu} = \xi_{j1} + |\Delta \xi_j|$. Примеры установки опорных точек по данному правилу показаны на рис.1. Интервал $|\Delta \xi_j|$ в стартовом состоянии опорных точек назначается намного меньше, чем размер области локализации.

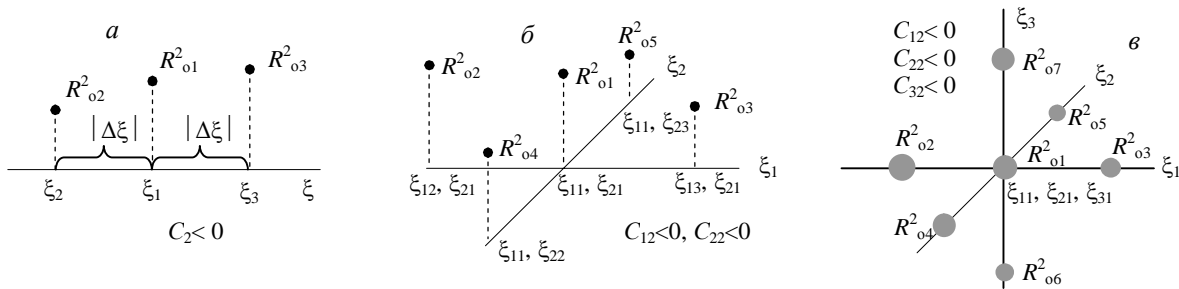


Рис.1. Установка опорных точек в МППВ по правилу перекрестка на стадиях старта, переноса и коррекции итераций. Количество одновременно оптимизируемых параметров: $a - 1$, $b - 2$, $v - 3$.

Распределение R^2_0 в локализованной области максимума аппроксимируется в МППВ следующей параболической функцией $P(\xi)$

$$P(\xi) = C + \sum_{j=1}^m (C_{j1} \xi_j + C_{j2} \xi_j^2)$$

Название вогнутого ортогонального перекрестка опорных точек отражает то обстоятельство, что сечения параболической функции, проведенные вдоль каждого j -аргумента через центр перекрестка по трем опорным точкам с координатами $\xi_{j1} - |\Delta \xi_j|$, ξ_{j1} , $\xi_{j1} + |\Delta \xi_j|$, представляют собой вогнутые параболы. Они расположены во взаимно перпендикулярных плоскостях и в условиях неравенств $C_{j2} < 0$ имеют общий максимум P_B .

Возможно, что топология функции R^2_0 в области перекрестка имеет осложнения, например, локальный склон, перегиб. Поэтому одно или несколько упомянутых неравенств могут не выполняться. Тогда по следующей второй части правила перекрестка проводится его расширение вдоль аргументов таких неравенств. Опорные точки с номерами $2j$ и $2j+1$ смещаются по j -аргументу относительно центра перекрестка в направлении, которое определяется по результатам сравнения значений R^2_0 в точках $\xi_{j1} - |\Delta \xi_j|$ и $\xi_{j1} + |\Delta \xi_j|$. Расширение проводится по направлению, проходящему от центра через точку, имеющую наибольшее значение R^2_0 . Точки с номерами $2j$ и $2j+1$ перемещаются с установленным интервалом поочередно шагами с опережением, т.е. «перепрыгиванием» одной точки через другую. Процедура расширения прекращается после восстановления соответствующих неравенств $C_{j2} < 0$ или при достижении координат перемещающихся опорных точек предельно допустимых значений.

После установки опорных точек по изложенному правилу проводятся итерации всего перекрестка или отдельных его точек в следующем порядке. Используя координаты опорных

точек перекрестка, рассчитывают по формуле $\xi_{j_b} = -C_{j_1}/2C_{j_2}$ совокупность вершинных аргументов ξ_{j_b} параболической функции. Затем, принимая их значения и рассчитанное с их учетом значение функции $R_{об}^2(\xi_{j_b})$, получают новую опорную точку. После этого действуют по следующим вариантам.

1. Получено значение $R_{об}^2$ меньше наименьшего $R_{ов}^2$ в опорных точках. Среди их номеров $v>1$ найдется точка с наибольшим отсчетом $R_{ов}^2$ и большим, чем отсчет $R_{о1}^2$ в центре. Этой точке присваивается номер 1 и вокруг нее строится новый перекресток, т.е. он переносится на интервал $|\Delta \xi_j|$ в направлении роста $R_{о}^2$. При отсутствии отмеченной точки интервалы $|\Delta \xi_j|$ перекрестка изменяют. Если после этого точка переноса не найдена, то итерации в данном сечении пропускаются, поскольку центральная точка является приближенным максимумом $R_{о}^2$.

2. Получено значение $R_{об}^2$ больше наибольшего $R_{ов}^2$ в опорных точках. Перекресток переносится на место новой опорной точки с координатами ξ_{j_b} , $R_{об}^2$. Этой точке присваивается номер один. Остальные опорные точки устанавливаются вокруг нее по уже упомянутому правилу перекрестка.

3. Получено значение $R_{об}^2$ больше наименьшего и меньше наибольшего значения $R_{ов}^2$ в опорных точках. Тогда проводят итерации опорных точек. Заменяют одну из них с наименьшим значением $R_{ов}^2$ на новую опорную точку.

В каждом следующем k -приближении, используя координаты опорных точек, рассчитывают координаты вновь образованной точки $\xi_{j_b k} = -C_{j_1 k}/2C_{j_2 k}$ и $R_{об k}^2(\xi_{j_b k})$. В приближении $k+1$ действуют по следующим условиям.

Если значение $R_{об}^2$ превышает $R_{ов}^2$ хотя бы одной опорной точки и выполнены все или часть соотношений $C_{j_2 k} < 0$, то заменяют одну из опорных точек с наименьшим значением $R_{о}^2$ на новую опорную точку. Если $R_{об}^2$ по значению равно или меньше наименьшего из $R_{ов}^2$ или нарушены все неравенства $C_{j_2 k} < 0$, то итерации временно останавливают и проводят коррекцию координат опорных точек.

Коррекция заключается в установке опорных точек по тому же правилу ортогонального вогнутого перекрестка (с возможным его расширением), но с учетом достигнутого на момент коррекции итерационного приближения. Теперь центром перекрестка считается единственная сохраняемая опорная точка, имеющая наибольшее значение $R_{ов}^2$. Ей присваивается номер $v=1$. Остальные опорные точки смещаются относительно центра на интервал $|\Delta \xi_{j k}|$, который в данном случае представляется усредненным текущим отклонением количества $2m+1=t$ опорных точек k -приближения от их взвешенного центра

$$|\Delta \xi_{j k}| = \frac{1}{t} \sum_{v=1}^{v=t} |\xi_{j v k} - \xi_{j u k}|,$$

где $\xi_{j u k}$ – j -координата взвешенного центра опорных точек, определяемая выражением

$$\xi_{j u k} = \frac{\xi_{j_1 k} R_{1k}^2 + \xi_{j_2 k} R_{2k}^2 + \dots + \xi_{j_t k} R_{tk}^2}{R_{1k}^2 + R_{2k}^2 + \dots + R_{tk}^2}.$$

Коррекция опорных точек считается завершенной, когда восстанавливаются все неравенства $C_{j_2 k} < 0$. Далее, итерации возобновляются по указанному выше порядку перемещения всего ортогонального перекрестка или отдельных опорных точек в направлении дальнейшего роста коэффициента детерминации.

Достаточность приближений внутри сечения оценивается сравнением сколь угодно малой допустимой, то есть заданной, простой средней относительной погрешности δ определения вершинных параметров ξ_j с ее частным значением $\delta_{j k}$, рассчитанным в текущем приближении для каждого аргумента по формуле

$$\delta_{jk} = \frac{\sum_{v=1}^l |\xi_{j(k+1)} - \xi_{jkv}|}{t |\xi_{j(k+1)}|},$$

где ξ_{jkv} – значение j -аргумента опорной v -точки в k -приближении; $\xi_{j(k+1)}$ – значение j -аргумента новой опорной точки, рассчитанной для приближения $k+1$. Приближения с номером k считаются достаточными, если для каждого аргумента выполняется неравенство $\delta_{jk} \leq \delta$.

Достаточность чередования сечений определяется по сходимости рассчитанных в них параметров ξ_j . Сходимость оценивается по нескольким последним результатам расчетов, повторяющихся в очереди, когда в полученных малых приращениях $\Delta\xi_j$, соответствующих погрешности δ , появляются разные алгебраические знаки.

Методики оптимизации МППВ (М) обозначаются количеством опорных точек (3Т, 5Т, 7Т...) и проставленным через тире числом соответствующих сечений R^2_0 .

Эффективность оптимизации обратных задач с применением МППВ покажем на следующем численном эксперименте, содержащем интерпретацию гравитационного поля, искусственно созданного условной частью регионального фона и пятью протяженными рудными телами, имеющими форму призм с квадратным сечением. Соответствующее поле силы тяжести задано в точках профиля, расположенного вкост простирания рудных тел. Фактор влияния на поле регионального фона выражен экспонентой. Призмы имеют площадь поперечного сечения 1600 м^2 и избыточную плотность 1800 кг/м^3 . На рис. 2 показано расположение в координатах (x ,

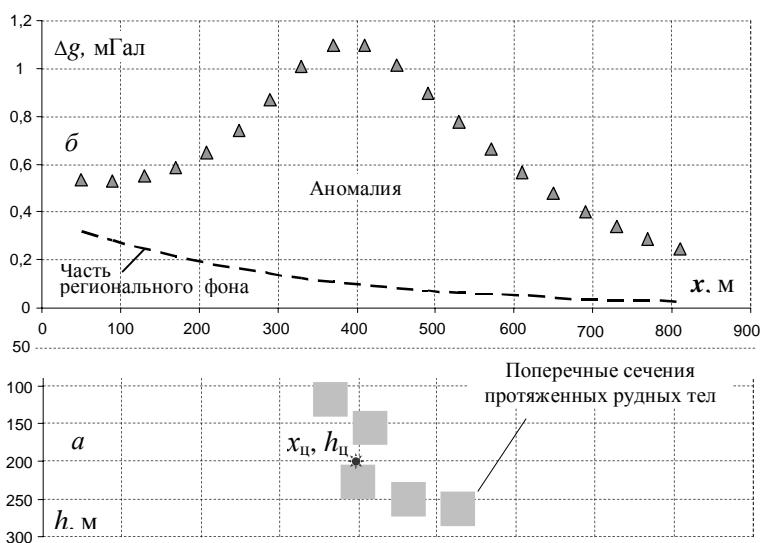


Рис. 2. Распределения рудных тел в геопространстве (a) и значений поля силы тяжести на профиле (b).

h) геопространства поперечных сечений призм и распределение расчетных значений поля силы тяжести Δg в точках профиля x .

Обратная задача заключается в подборе наиболее достоверной модели, объясняющей аномалию. Для однозначности ее решения примем следующие сведения. Рудное тело (несколько тел) имеет не пластовую, а локализованную замкнутую форму. Тела по плотности однородные и по структуре сплошные (без внутренних полостей). Избыточная плотность тел одинакова и известна.

Модель рудных тел представим совокупностью бесконечно протяженных круговых цилиндров. Тогда регрессия поля силы тяжести на профиле x выражается полиномом факторных функций

$$\Delta g = A_1 e^{\beta x} + A_2 \sum_{i=1}^{i=n} \frac{h_{0i}}{(x - x_{0i})^2 + h_{0i}^2},$$

где A_1 – коэффициент; β – коэффициент, характеризующий кривизну изменения регионального фона; $A_2 = 2GS\sigma$; G – гравитационная постоянная; S – площадь поперечного сечения цилиндра; σ – избыточная плотность рудного тела.

Модель рассчитана в нескольких вариантах с разным количеством круговых цилиндров n : 2, 3, 5, 7. Результаты оптимизации модели показаны на рис. 3. Модель $n=2$ рассчитана по

методике МЗТ-1, М5Т-2, а $n=3$ - по методике МЗТ-1, М7Т-2. В более сложных моделях $n=5$ и $n=7$ применены соответствующие методики МЗТ-1, М5Т-2, М7Т-2 и МЗТ-1, М7Т-2, М9Т-2. В каждом варианте коэффициенты A_1 , A_2 оптимизированы МНК, а параметр β и координаты x_{oi} , h_{oi} центров цилиндрических сечений – МППВ. Значение аргумента первой опорной точки

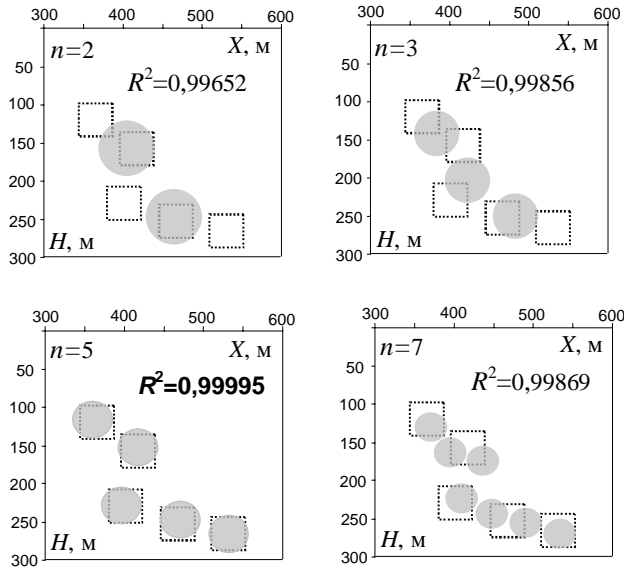


Рис. 3. Варианты модели рудных тел.

цилиндров n коэффициент A_2 , следовательно, и площадь поперечного сечения, линейная избыточная плотность каждого цилиндра уменьшаются, а коэффициент детерминации модели сначала увеличивается, затем уменьшается. Очевидно, что наиболее оптимальный (адекватный) вариант модели следует выделять по признаку наибольшего коэффициента детерминации. Этому соответствует вариант $n=5$, где $R^2=0,99995$ и круговые сечения цилиндров наилучшим образом совпадают с квадратными сечениями первоначально заданных рудных тел. Конкретный вид полученного уравнения регрессии (решения обратной задачи) следующий

$$\Delta g = 0,38e^{-0,00336x} + 39,88 \left[\frac{119}{(x-365)^2 + 119^2} + \frac{156,5}{(x-416)^2 + 156,5^2} + \frac{228}{(x-401)^2 + 228^2} + \frac{252}{(x-464)^2 + 252^2} + \frac{264}{(x-526)^2 + 264^2} \right].$$

Результаты приведенного эксперимента показывают лишь принципиальную возможность применения МППВ в поисках оптимального решения обратных задач. Практические же измерения геофизических полей всегда проводятся с некоторой погрешностью. Поэтому, коэффициент детерминации интерпретационных моделей будет снижен. Адекватность модели устанавливается по критерию соответствия полученного значения R^2 погрешности измерений поля [3]. В заключении следует добавить, что оптимизация МППВ функционально-факторных уравнений нелинейной регрессии обеспечивает решение многих задач конкретизации искомым закономерностей, моделирования, прогнозирования и управления.

Список литературы

1. Антонов В.А. Построение функционально-факторной нелинейной регрессии в горнотехнологических исследованиях. // Альманах современной науки и образования. Тамбов: Грамота, № 5 (72). 2013. С.16-24, www.gramota.net/materials/1/2013/5/3.html.
2. Антонов В.А. Построение и оптимизация моделей нелинейной функционально-факторной регрессии. // Информационные технологии. -2013.- № 5.- С. 17-24.
3. Антонов В.А. О достоверности функционально-факторных уравнений регрессии с самоопределяющимися параметрами. // Геодинамика, глубинное строение, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, - 2011.- С. 17- 20.

УДК 550.384.5

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД АШИНСКОЙ СЕРИИ ЮЖНОГО УРАЛА

М.Л. Баженов¹, И.В. Голованова², К.Н. Данукалов², Н.М. Левашова¹, Дж. Меерт³, Н.М. Федорова¹, А.Ф. Кадыров², М.М. Хидиятов², Р.Ю. Сальманова²

1 – Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук г. Москва, Россия

tibazh@mail.ru

2 – Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук, г. Уфа, Россия

ig@ufaras.ru .

3 – Геологический Департамент Флоридского Университета, 274 Вильямсон Холл, Гейнсвилль, Флорида, FL 32611, США, jmeert@ufl.edu

Upper Ediacaran clastic rocks of the Asha Series were sampled at several localities in the westernmost parts of the South Urals. With the aid of stepwise thermal demagnetization, a dual-polarity high-temperature component (HTC) was reliably isolated from sandstones and siltstones of Basu and Zigan formations. The reversal and fold tests are positive for the HTC. The slump test on two meter-sized slumps of Basu formation shows the primary origin of the HTC. Hence the position of Baltica can be reliably reconstructed for this time.

Интервал венд – начало кембрия отличается редкой концентрацией важнейших событий в истории Земли. На это время приходятся крупнейшие тектонические перестройки, мощные орогении второй половины венда, некоторые из самых суровых в истории Земли оледенений, насыщение атмосферы и океанов кислородом, резкий рост уровня биотурбации и много других интересных геологических, геофизических и биологических событий.

Существующие представления о палеогеографии Земли в этот временной интервал достаточно неопределенны. Это связано в первую очередь с малым количеством и противоречивостью имеющихся палеомагнитных данных, в особенности для Балтики и Лаврентии [1, 2].

Целью наших исследований было получение новых палеомагнитных данных по осадочным породам ашинской серии Башкирского мегантиклинория Южного Урала, являющегося деформированной окраиной Балтики [3].

Самым верхним подразделением венда на западе мегантиклинория является сложенная терригенными осадками ашинская серия, в которой выделено пять свит, с постепенными переходами между ними [4, 5]. Нижние две свиты (бакеевская и урюкская) имеют кварцито-аркозовый состав, а три верхние (басинская, куккараукская и зиганская) – полимиктовый. Преобладают песчаники и алевролиты, при резко подчиненном количестве аргиллитов и гравелитов. Конгломераты слагают только один маркирующий горизонт в средней части куккараукской свиты; его мощность составляет первые десятки метров на юге и первые метры в центральной части района; на севере этот горизонт не обнаружен. Ашинская серия залегает с разрывом на подстилающих верхнерифейских отложениях; в западной части мегантиклинория отложения серии без углового несогласия перекрыты такатинской свитой нижнего девона, а на юге структуры – осадками среднего ордовика. До недавнего времени возраст ашинской серии и ее подразделений не был четко определен. Единственным надежным определением изотопного возраста (U-Pb метод по цирконам из туфового прослоя) является дата $548,2 \pm 3,5$ млн. лет для зиганской свиты [6].

Всего нами было изучено около 1000 образцов из серии разрезов на участке протяженностью более 200 км от г. Усть-Катав на севере до с. Максютново на юге.

Магнитные измерения и компонентный анализ проводились в Лаборатории геофизики ИГ УНЦ РАН (г. Уфа) и Лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН (г. Москва) по стандартной методике.

В небольшой пилотной коллекции (около 50 образцов) бакеевской свиты не удалось выделить значимой высокотемпературной компоненты намагниченности (НТС).

Аналогичная ситуация и в нижней “серо-желтой” части урюкской свиты. В нескольких сайтах верхней “красной” части урюкской свиты выделяется компонента, очень близкая к широкораспространенной на Урале пермской намагниченности, и мы считаем ее метахронной.

В около 50 % из изученной коллекции образцов басинской свиты (более 400 образцов из более чем 50 сайтов) выделяется четко выраженная биполярная НТС, связанная с гематитом (иногда на фоне среднетемпературной компоненты), достаточно хорошо сгруппированная внутри большинства сайтов. В древней системе координат (ДСК) ее среднее по 34 сайтам значение составляет: склонение $D^\circ = 55$, наклонение $I^\circ = -35$, кучность $k = 31$, овал доверия $\alpha_{95}^\circ = 4.5$. Эти результаты существенно дополняют полученные ранее данные [7]. Тесты складки и обращения для НТС положительны. Тест складки оползания по 2 из 3 складок, найденных в разрезах Куккараук и Габдюково, также положительный, что позволяет нам с большой степенью вероятности считать выделенную компоненту намагниченности синхронной образованию породы.

В 34 образцах из 5 сайтов из двух разрезов, представляющих вмещающую часть куккараукской свиты, направления НТС равномерно рассеяны по всей сфере, что не позволяет отдать предпочтение никакой из них. Это не согласуется с данными Иосифиди с соавторами [8], выделявшими в куккараукской свите компоненту, аналогичную нашей “зиганской”. В более чем 30 образцах галек конгломератов куккараукской свиты нами выделена НТС, очень похожая на современную [7].

Магнитные свойства пород зиганской свиты сильно зависят от их цвета. В более чем 150 образцах серых и серо-зеленых песчаников не удалось выделить никакой НТС. В более чем 300 образцах красноцветов из трех разрезов, сгруппированных в 37 сайтов, выделена биполярная, также связанная с гематитом, НТС намагниченности. В ДСК ее среднее значение составляет: $D^\circ = 106$, $I^\circ = -16$, $k = 26$, $\alpha_{95}^\circ = 4.8$ [9]. Тесты обращения и регионального соответствия [10 – 13] положительны. Это также дает высокие шансы считать остаточную намагниченность зиганских пород первичной.

Можно ли экстраполировать данные по западной части Урала на всю Восточно-Европейскую платформу? Надежно установлено, что верхнерифейские и вендские комплексы западной половины Урала прослеживаются на платформе [5]. Следовательно, сколь либо значительных перемещений Башкирского мегантиклинория относительно платформы не было. Известно также, что основные деформации в западной части Южного Урала происходили в пермское время [3], и, значит, здесь возможны локальные вращения отдельных структур этого возраста. Специальные исследования, выполненные нами [9], не выявили существенных относительных движений между областью исследования и кратоном, и палеомагнитные данные из западной части Южного Урала могут быть использованы для уточнения палеогеографии Балтики в венде.

Полученные результаты в совокупности с надежными литературными данными по Балтике [1, 2, 10 – 14] позволяют построить участок кривой кажущейся миграции полюса (APWP) для интервала венд – ранний ордовик, который приводит к кинематическому сценарию, предполагающему довольно высокие скорости движения континента (7 – 9 см/год), однако скорости не кажутся слишком неправдоподобными.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований, гранты 11-05-00037, 11-05-00137, программы № 10 ОНЗ РАН, и Национального Научного Фонда США, грант EAR11-19038.

Литература

1. Meert J.G., Walderhaug H.J., Torsvik T.H. et al. Age and paleomagnetic signature of the Alnø carbonatite complex (NE Sweden): Additional controversy for the Neoproterozoic paleoposition of Baltica // *Precambrian Research*. 2007. V. 154. N 3-4. P. 159-174.
2. Abrajevitch A, Van der Voo R. Incompatible Ediacaran paleomagnetic directions suggest an equatorial geomagnetic dipole hypothesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 293. P. 164-170.
3. Пучков В.Н. Уралиды и Тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // *Геология и Геофизика*. 2003. № 1-2. С. 28-39.
4. Беккер Ю.П. Молассы докембрия. Л. Недра: 1988. 289 с.
5. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. Редактор Б.М. Келлер. М.: Наука, 1983. 183 с.
6. Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж. и др. Котлинский горизонт на Южном Урале // *Доклады Академии наук*. 2011. Т. 440. № 2. С. 201-206.
7. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Козлов В.И. и др. Палеомагнетизм верхневендской басинской свиты Башкирского мегантиклинория: результаты повторного исследования // *Физика Земли*. 2011. № 7. С. 67-79.
8. Иосифиди А.Г., Михайлова В.А., Сальная Н.В. и др. Палеомагнетизм осадочных пород ашинской серии западного склона Южного Урала: новые данные // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. – 2012. - Т. 7. - № 4. - http://www.ngtp.ru/rub/2/57_2012.pdf
9. Levashova, N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G. et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // *Precambrian Research* (in press)
10. Iglesia Llanos M.P., Tait J.A., Popov V.V et al. Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic-Early Palaeozoic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 240. P. 732-747.
11. Popov V., Iosifidi A., Khramov A. et al. Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: Implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. 10.1029/2001JB001607
12. Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V. Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia // *Russ. J. Earth. Sci.* 2005. V. 7. P. 1-29.
13. Elming S.-A., Kravchenko S., Layer P. et al. Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations of the Ediacaran traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up // *J. Geol. Soc. (Lond.)*. 2007. V. 164. P. 969–982.
14. Walderhaug H.J., Torsvik T.H., Halvorsen E. The Egersund dykes (SW Norway): a robust Early Ediacaran (Vendian) palaeomagnetic pole from Baltica // *Geophysical Journal International*. 2007. V. 168. P. 935-948.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЛУБИННЫХ ОБЪЕКТОВ В ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В.Ю. Баталев, Е.А. Баталева

batalev@gdirc.ru, bataleva@gdirc.ru

ФГБУН Научная станция РАН, Бишкек, Киргизстан

This work deals with the petrological interpretation of the MT inversion data on the base of chemical analysis and laboratory measurements of electrical conductivity of eclogites and xenoliths collected from the basaltic outcrops in the South Tien Shan. The knowledge of a xenolith geotherm of the region is essential for reconstructions of the former and present day crustal temperature field beneath the active orogenic belt.

Геофизика и геодинамика района

Сокращение поперечного размера Тянь-Шаня и эволюция его литосферы были оценены по термобарометрии ксенолитов и по сравнению их электропроводности с электропроводностью, полученной при инверсии магнитотеллурических данных. РТ-условия для равновесия мафических гранулитов и шпинелевых лерцолитов, из базальтов Орто-Суу Южного Тянь-Шаня (рис. 1) указывают на палеогеотерму для 70-66 млн. лет назад, соответствующую тепловому потоку 80-85 мВт/м². Современный тепловой поток в Южном Тянь-Шане составляет около 55-60 мВт/м². Положение раздела Мохо на 70-66 млн лет назад соответствовало глубине 30-35 км, в то время как современная поверхность Мохо расположена на глубине 55-60 км (рис. 2.). Электропроводность ксенолитов была измерена в условиях “in situ” при давлениях 0.8-1.0 ГПа и в диапазоне температур от 500 до 850°C для мафических гранулитов и при давлении 1-1.8 ГПа и от 500 до 1050°C для шпинелевых лерцолитов.

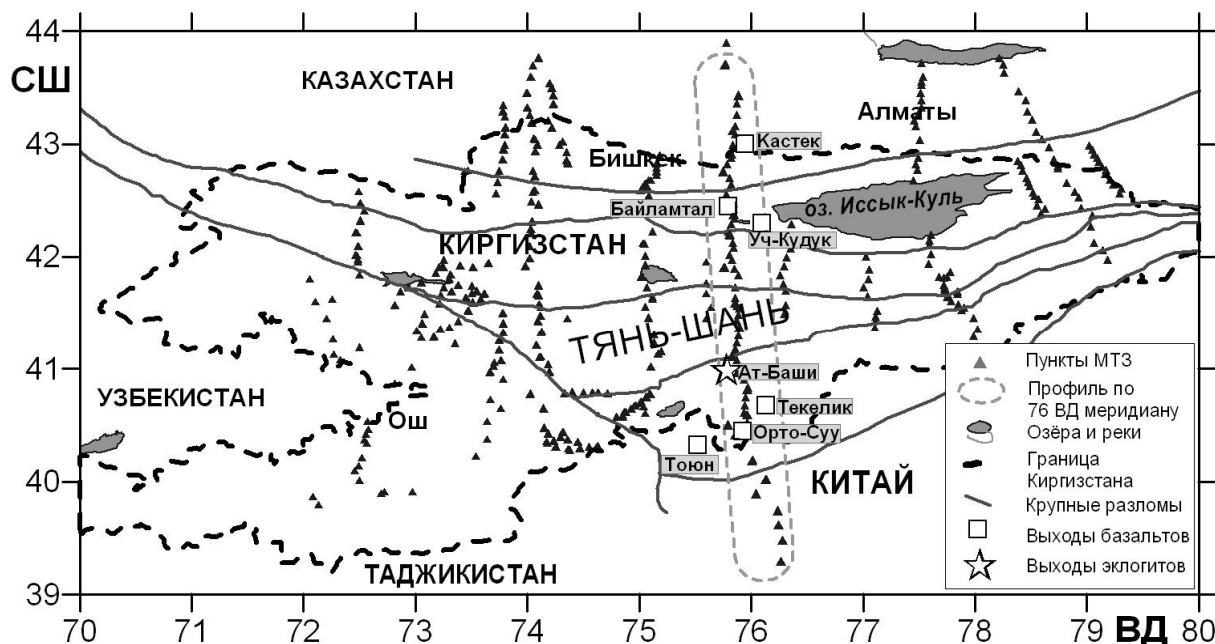


Рис. 1. Схема выходов базальтов и эклогитов вдоль магнитотеллурического профиля по меридиану 76° через Тянь-Шань [1]

Таким образом, утолщение литосферы Тянь-Шаня составляет около 25±5км и это соответствует разнице между палеогеотермой и современной геотермой. До поперечного сокращения Тянь-Шаня приблизительно 20-30 млн лет назад литосфера была значительно горячее с температурой 500°C на глубине 15 км и с температурой 850°C на глубине границы

Мохо. По сравнению с Тянь-Шанем литосфера под соседним Таримским бассейном была значительно холоднее с температурой 350°C на глубине 15 км и с температурой 500°C на глубине границы Мохо. Эта разница температур (рис. 2) является главным фактором ослабления механических свойств коры и верхней мантии Тянь-Шаня.

Лабораторные измерения электропроводности

Обычная фугитивность кислорода в течение измерений электропроводности в установке поршень-цилиндр с измерительной ячейкой состоящей из CaF₂-графита и молибденовых электродов при температуре 800-1200°C оценивается между IW и WM буферами. Эти редуцированные условия соответствуют оценкам окислительно-восстановительных условий равновесия минеральных фаз в ксенолитах из Центрального и Южного Тянь-Шаня, основанных на электрохимических измерениях fO₂ в шпинели [2]. Лабораторные измерения на образцах гранулитовых ксенолитов под руководством проф. Багдассарова производились при 0.8-1 GPa, в шпинелевых лерцолитах при 1.5-1.8 GPa и в эклогитах при 2.5 GPa.

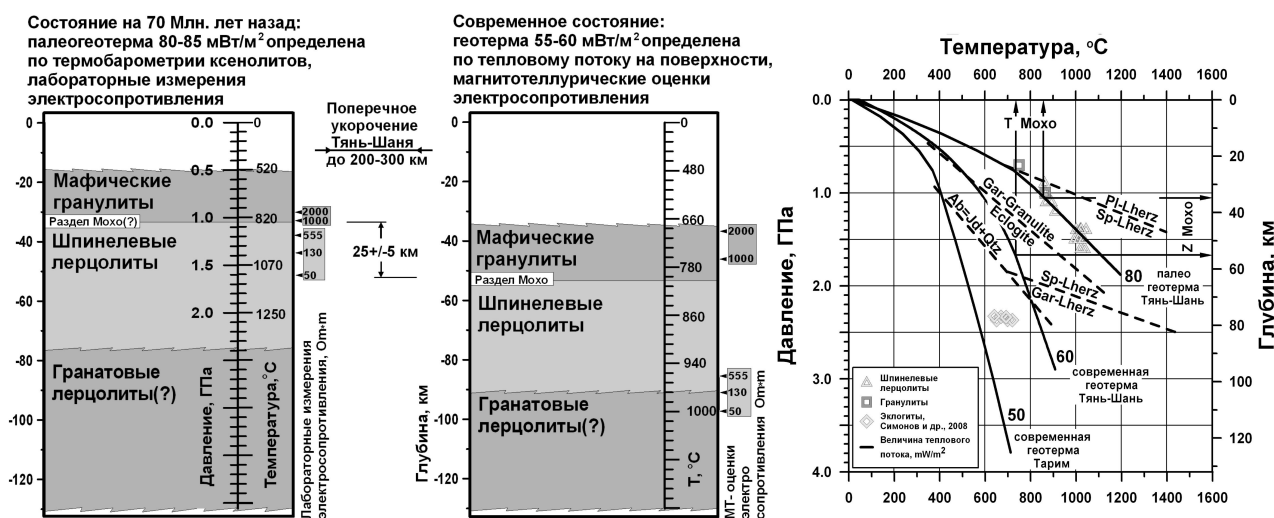


Рис. 2. Состояние литосферы Южного Тянь-Шаня, хр. Кок-Шаал, в мел-палеогеновое время (70 млн лет назад) и в настоящее время и термобарометрия нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов из базальтов Орто-Суу, хр. Кокшаал-Тоо и эклогитов хр. Ат-Баши, Киргизстан

Обсуждение результатов

Прямое сопоставление удельного сопротивления пород по данным лабораторных измерений при высоких P-T-параметрах и сопротивлений, полученных при инверсии магнитотеллурических данных, свидетельствует о хорошем их совпадении для массива эклогитов под хребтом Ат-Баши. Электропроводность образцов эклогитов, определённая при лабораторных измерениях при температурах 700-1000°C, в точности соответствует электропроводности массива в геоэлектрической модели на глубине 70-100 км (рис. 3). Рассогласованность между лабораторными измерениями электропроводности шпинелевых лерцолитов при температурах, соответствующих палеогеотерме для теплового потока 80-85 mW/m² и электропроводности слоев из геоэлектрической модели при тех же температурах, демонстрируют разницу которая может быть объяснена только вертикальным смещением (остыванием) палеогеотермы на 25 км (рис. 2). Таким образом, глубинное расположение ксенолитов шпинелевых лерцолитов и геотермы полученной из их геотермобарометрии, соответствуют периоду, предшествующему, процессу укорочения Тянь-Шаня, а не современному их положению и глубине поверхности Мохо.

Выводы

Верхняя мантия южного Тянь-Шаня в основном состоит из шпинелевых лерцолитов, с составом от примитивного до слегка деплетированного. 70-60 млн лет назад тепловой поток на поверхности был выше (~ 80-85 мW/m²), чем современный тепловой поток в исследуемом районе ~ 60 мW/m². Это геологическое время соответствовало вулканической активности типа «горячей точки». Мощность земной коры южного Тянь-Шаня составляла 35-40 км с горячим и ослабленным литосферным основанием коры. Температура на поверхности Мохо составляла 750-800°C, т.е. на 100°C выше, чем современная.

Коллизия Индии и Евразии стала причиной распространения поперечного укорочения и обусловила увеличение мощности земной коры южного Тянь-Шаня на 20-30 км.

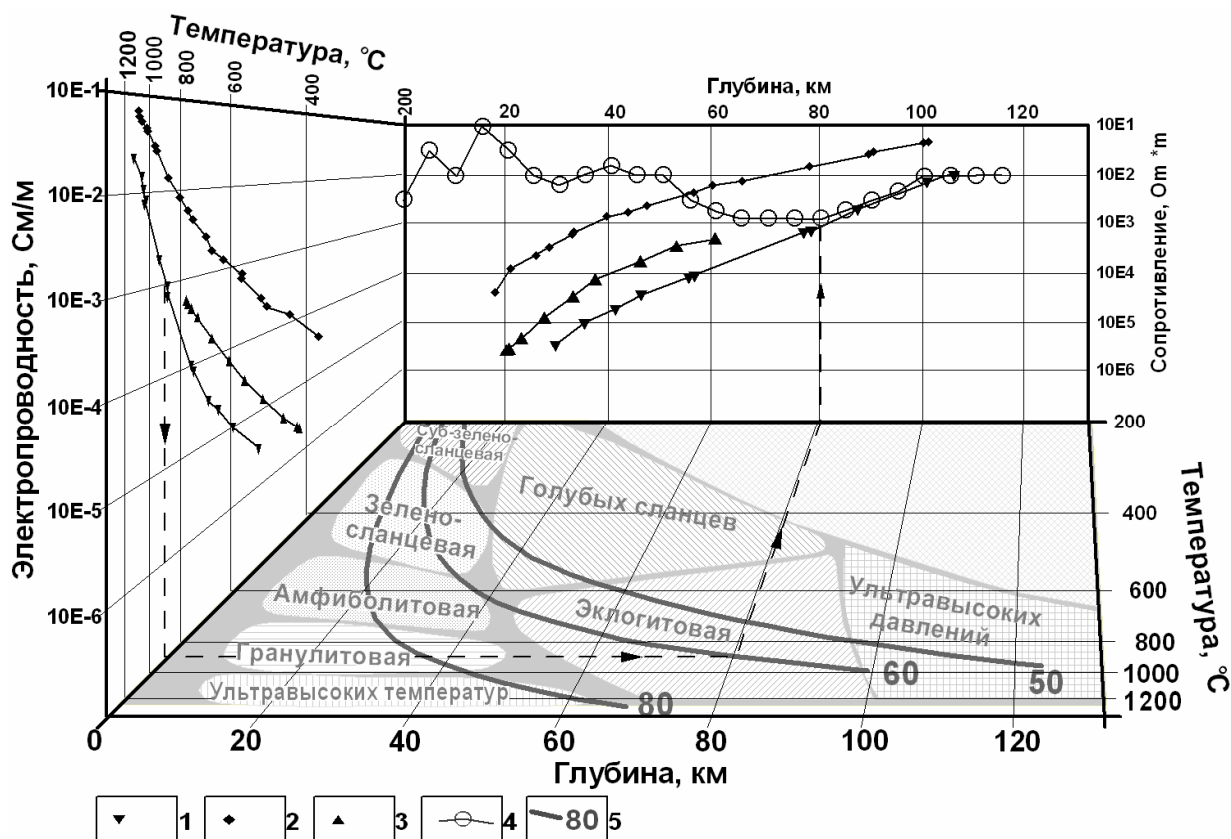


Рис. 3. Трансформация лабораторных измерений электропроводности от температуры, представленных в виде диаграмм Аррениуса (левая часть схемы) в зависимости электропроводности от глубины для рассматриваемой геотермы для сопоставления с вертикальными профилями электросопротивления, (задняя часть схемы). В нижней части представлены расчетные геотермы для рассматриваемого района, через которые производится трансформация диаграмм Аррениуса и диаграмма фаций метаморфизма: 1 – шпинелевые лерцолиты; 2 – эклогиты; 3 – гранулиты; 4 – вертикальный профиль электросопротивления до глубин более 110 км для района выходов эклогитов; 5 – геотермы с соответствующим значением теплового потока

Литература

1. Bielinski R.A., Park S.K., Rybin A., Batalev V., Jun S., Sears C. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophys. Res. Lett. 2003. V.30. 15:180610.1029/2003 GL017455
2. Kadik, A. A., Y. V. Zharkova, V. S. Lutkov, and G. R. Tadzhievayev Determination of the redox state of central and south Tien Shan mantle xenoliths // Geochem. Int. 1996. V.33. P. 33–38.

УДК 550.8:553.08:53/54

**ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНАЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ГИПЕРБАЗИТОВ
ВЕРБЛЮЖЬЕГОРСКОГО МАССИВА**

В.В. Бахтерев

ugv@bk.ru

Институт геофизики имени Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

The article considers the research of the serpentized hyperbasites from the Verbluzhegorsk massif. The experiments allowed to establish dependence of the electrical resistance on the temperature in the range of 20-800 °C. The parameters of the high-temperature resistance $\lg R_0$, E_0 for the test samples and the type of distribution of these parameters were defined. By the electric parameters the samples from the Verbluzhegorsk massif are similar to the dunit-pyroxenite hyperbasites

Геологическая характеристика Верблюжьегогорского гипербазитового массива описана в ряде работ [1–5]. Массив находится на юге Челябинской области и расположен в осадочно-метаморфических породах палеозойского возраста, представленных глинистыми, углисто-глинистыми, слюдяно-хлоритовыми, глинисто-хлорит-слюдянистыми или графитистыми сланцами с прослоями аркозовых, кварцевых и железистых песчаников и углей. Массив подвергся интенсивному метаморфизму в коровых условиях. Это выразилось в меланжировании, трансформации первичных структур и серпентинизации. Кроме того, массив претерпел прогрессивный метаморфизм антигоритовой фации в связи с термальным воздействием гранитоидов Джабык-Карагайского массива. Эпимагматические (вторичные) тектонические воздействия оказали сильное динамическое влияние на серпентиниты, в результате чего главная масса их была в той или иной степени рассланцована, смята, местами раздроблена. Пород, не затронутых вторичными изменениями, в массиве не наблюдалось. Все они в разной степени изменены процессами серпентинизации, карбонатизации, оталькования, окремнения.

По текстурным признакам Кашин [1] выделил серпентиниты массивные, смятые, сланцеватые, полосчатые, грубобрекчированные. Все литологические разности серпентинитов локализованы в определенных участках массива. Серпентиниты местами претерпели существенное изменение и в минералогическом составе, выразившееся в окварцевании, карбонатизации, отальковании, в сопровождении выделений тремолита, актинолита, иддингсита и других минералов. Первичные минералы в верхней зоне массива отсутствуют. Отдельные зерна оливина встречаются лишь на некоторой глубине, насколько можно судить по данным буровых скважин. Присутствие в породе бастита и структурные особенности серпентинитов позволяют отнести большую часть материнских пород, слагающих Верблюжьегогорский массив, к перидотитам типа гарцбургитов. По данным работы [2] известные рудопроявления и хромитовые месторождения залегают в различных серпентинитах, природа части которых гарцбургитовая, части «вероятно гарцбургитовая», части неясная. Малахов и др. [3] считает, что массив сложен антигоритовыми серпентинитами неясной природы (вероятно, гарцбургитовыми). Химический состав серпентинитов вследствие различных метаморфических воздействий сильно варьирует. По данным [1] для отдельных компонентов установлены следующие колебания в содержании: Fe_2O_3 от 4 до 11,16%; SiO_2 от 32 до 69%; MgO от 14 до 39%; CaO от 0 до 9% [1].

В приконтактной части массива, где гипербазиты соприкасаются с гранитоидным комплексом, наблюдается наибольшее разнообразие минерального состава и текстурно-структурных разновидностей серпентинитов. Значительным распространением пользуются полосчатые текстуры. Характерной особенностью данной части массива является осветление серпентинитов. В их составе отмечаются: тремолит, актинолит, тальк, карбонаты, хлорит. Полосчатость обусловлена наличием линз и прожилков, сложенных амфиболами и рудными минералами. Вблизи непосредственного контакта с гранитами наблюдается интенсивное окремнение и окварцевание серпентинитов. Повсеместно гипербазиты подвержены

оталькованию и карбонатизации вплоть до образования мощных магнезитовых тел и талькистов.

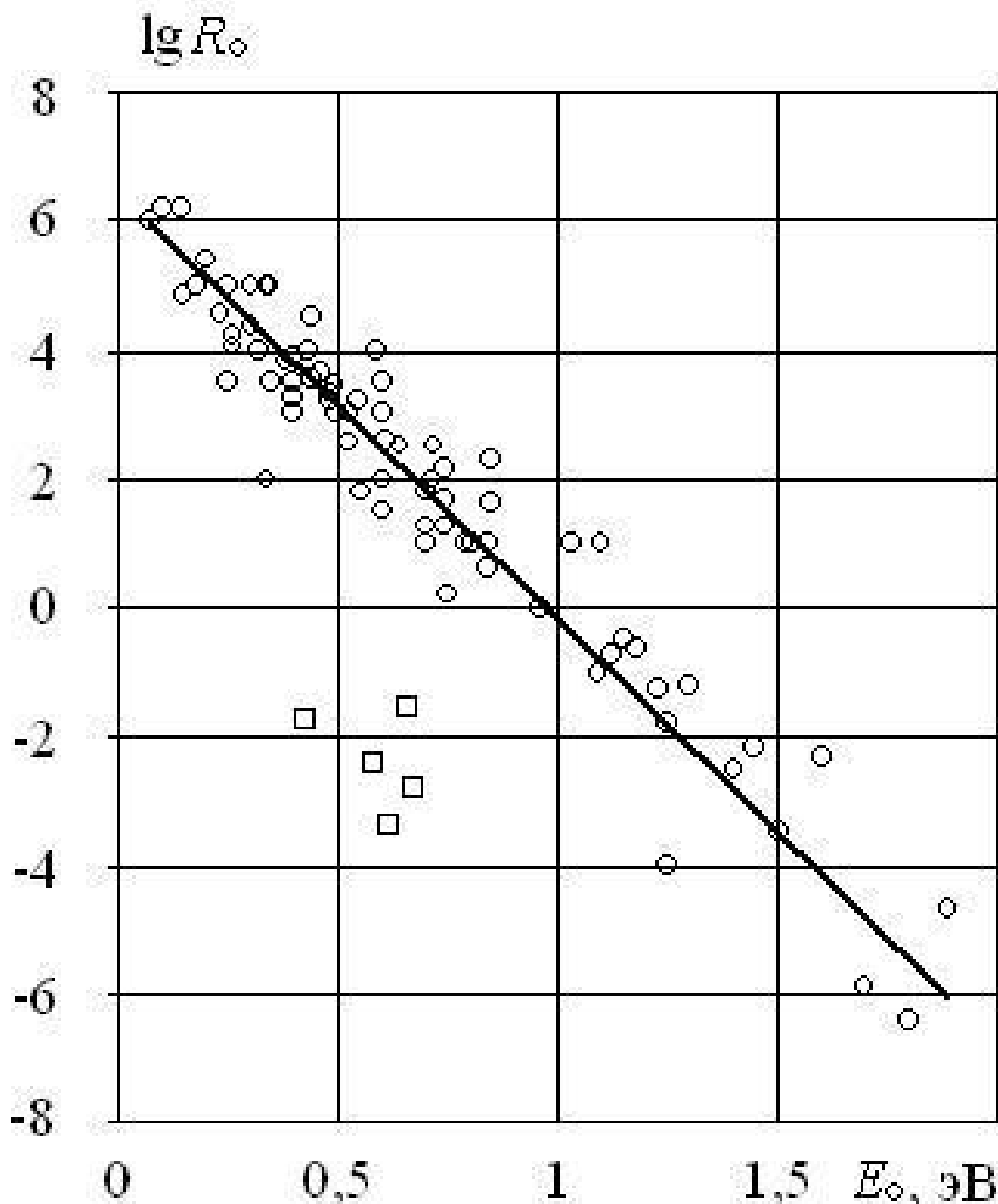


Рис. 1. Связь между E_0 и $\lg R_0$ исследованных образцов серпентинитов и хромитовой руды из Верблюжьегогорского гипербазитового массива. Кружки – серпентиниты; квадраты – хромитовая руда. Прямая линия – корреляция $\lg R_0 = f(E_0)$ серпентинитов из участков, не содержащих оруденения.

Методика исследований описана нами ранее [6]. Образцы серпентинитов вырезали в форме кубика с ребром 0.02 м. Электрическое сопротивление образцов измеряли двухэлектродной установкой через каждые 10 градусов в интервале температур 20-800 °С. Скорость нагревания 0.066 град/с. Температуру в системе определяли в 0.01 м от образца платино-платинородиевой термопарой. Измерения осуществляли на постоянном токе. Измерительный прибор – тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до 10^{14} Ом и

относительной ошибкой измерений от $\pm 2.5\%$ до 4% в конце диапазона. Для определения электрических параметров температурные кривые электрического сопротивления были построены в координатах $\lg R, 1/T$. Энергия активации E_0 определена по величине тангенса угла наклона касательной к кривой $\lg R=f(1/T)$ в некоторой точке прямолинейного участка в температурной области, где кривая $\lg R=f(1/T)$ не искажена аномальными эффектами. Коэффициент электрического сопротивления $\lg R_0$ определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой $\lg R=f(1/T)$ на оси ординат.

Всего изучено около 100 образцов. Выявлены следующие особенности.

Установлено, что электрическое сопротивление отдельных образцов варьирует в широких пределах: различается на 4-5 порядков во всем исследованном температурном интервале, изменяясь сложным и неодинаковым образом. При комнатной температуре электрическое сопротивление отдельных образцов составляет от 3 мОм·см до 15000 мОм·см, при 800 °С — от 0,002 мОм·см до 25 мОм·см. Во всем температурном интервале кривые электрического сопротивления испытывают целый ряд экстремумов, связанных с фазовыми переходами и разрушением различных многочисленных минеральных включений, что осложняет выделение на кривой $\lg R=f(T)$ с достаточной уверенностью прямолинейных участков, по которым определяются электрические параметры.

Определены параметры высокотемпературной электропроводности (энергия активации E_0 и коэффициент электрического сопротивления $\lg R_0$). Для исследованных образцов E_0 находится в пределах (0,1–2,5) эВ, $\lg R_0$ — (–6)–(6). Установлен самый большой диапазон вариаций электрических параметров образцов из всех исследованных ранее других гипербазитовых массивов. Для сравнения. Установлены ранее электрические параметры образцов из Алапаевского гипербазитового массива: $E_0 = (0,25–1,2)$ эВ, $\lg R_0 = [(-2)–(-5)]$; для Ключевского гипербазитового массива: $E_0 = (0,4–1,6)$, $\lg R_0 = [(-3)–(3)]$.

На рисунке показана связь между E_0 и $\lg R_0$ для серпентинизированных гипербазитов Верблюжьегогорского массива. Из анализа полученных данных следует, что для всех серпентинитов прослеживается обратная линейная зависимость между параметрами. Она выражается общей формулой $\lg R_0 = a - bE_0$, где a и b коэффициенты, равные, соответственно, 6,4 и 6,6 ($\lg R_0 = 6,4 - 6,6E_0$, $R^2 = 0,93$). По электрическим параметрам исследованные образцы близки дунит-пироксенитовым массивам Платиноносного пояса Урала [6].

Литература

1. Кашин С.А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале) // Хромиты СССР. Т. 1 / Под ред. А.Е.Ферсмана и А.Г.Бетехтина. М.-Л., изд-во АН СССР, 1937. С. 251-338
2. Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. 474 с.
3. Малахов И.А., Алексеев А.В., Бурмако П.Л. Многостадийность формирования хромитов в гарцбургитах уральских массивов и влияние на их состав процессов метаморфизма// Известия УГГГА. Вып. 18. Серия: Геология и геофизика. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. С. 78-84.
4. Соколов Г.А. Геохимия хромитовых месторождений горы Верблюжьей // Тр. Уральского филиала Академии наук. Выпуск четвертый. Проблемы геохимии основных магм (материалы конференции, проведенной в Ильменском заповеднике 28-31 июля 1934 г.) / Под общей редакцией академика А.Е.Ферсмана. Свердловск: Свердловское областное государственное издательство, 1935, с. 81-87.
5. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Рыкус М.В. Габбро-гипербазитовые массивы Тогузак-Аятского района (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. 2010. Т. 8. № 1. С. 15-28.
6. Бахтерев В.В. Высокотемпературные исследования гипербазитов Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 152 с.

УДК 550.3

**ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РАЗРУШАЮЩИХСЯ
ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ АНОМАЛИЙ
ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА**

*В.Т. Беликов, И.А. Козлова, Д.Г. Рывкин, А.К. Юрков
belik2a@mail.ru*

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. With the destruction of rock samples investigated experimentally and theoretically the processes of radon emission. We have proposed a model and mechanisms by which describe creation of anomalies the volume activity of radon. With the use of the obtained experimental data we studied relative changes of open porosity and specific internal surface in the process of destruction of rocks.

В работах [1,2], была предложена количественная физическая модель, объясняющая механизм образования высокоамплитудных аномалий концентрации радона. Для проверки разработанной модели, а также уточнения ряда ее аспектов были проведены лабораторные эксперименты по изучению процессов эманации радона при разрушении образцов горных пород. Цель исследований состояла в том, чтобы, изучить механизмы выделения радона из образца по мере увеличения внешней нагрузки, а также оценить величину изменения структурно-петрофизических характеристик среды в процессе разрушения. При проведении экспериментов отобранные образцы подвергались одноосному сжатию, вплоть до разрушения. В качестве регистратора объемной активности радона (ОАР) использовался AlphaGuard PQ200 PRO.

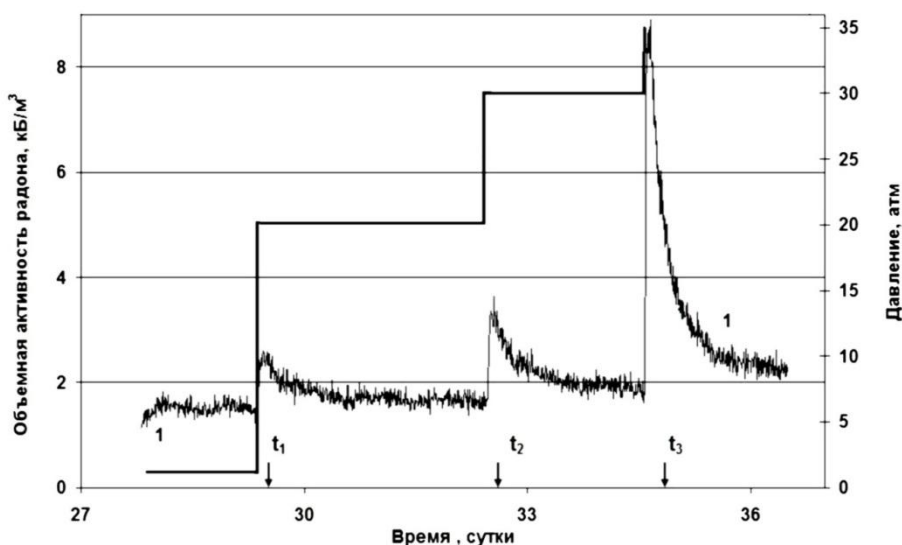


Рис. 1. Изменение ОАР при разрушении образца (кривая 1). Режим изменения внешней нагрузки (ломаная линия). Стрелками показаны моменты максимумов ОАР (t_1, t_2, t_3).

На рисунке 1 приведен временной фрагмент результатов наблюдений ОАР для одного из образцов. Как видно из представленного графика, в процессе проведения эксперимента, в измерительной установке было зафиксировано три аномалии (скачка) ОАР, амплитуды которых по мере увеличения сжатия, возрастают. Причем после появления последнего скачка ОАР, происходит разрушение образца. По морфологии все аномалии похожи: у каждой из них, резкое возрастание ОАР со временем, сменяется падением, более медленным, чем при ее росте, однако, более быстрым, по сравнению с тем, которое должно быть в

соответствии с законом естественного распада. Предложенный механизм образования аномалий ОАР может быть описан следующим образом. При увеличении сжатия в образце горной породы сначала возникают микроскопические трещины, которые затем, в результате роста и слияния образуют трещины макроскопических размеров. Последние, в свою очередь, при объединении формируют магистральную трещину, разделяющую образец на части. С точки зрения перераспределения радона в породе, важно отметить, что в процессе разрушения будут образовываться участки (области) проницаемого или открытого трещиновато-пористого пространства (ТПП), так называемые открытые поры [2], сообщающиеся, с указанными макроскопическими трещинами. В этих областях в ТПП будет поступать радон из изолированных до разрушения отдельных пор и трещин. В результате, в проницаемом ТПП, концентрация радона станет повышенной по сравнению с той, которая была до начала процессов разрушения. После образования макроскопических трещин давление в них в течение некоторого промежутка времени будет меньше чем в проницаемом пространстве указанных областей. Поэтому, под действием возникшего градиента давления в направлении макроскопических трещин будет происходить конвективное движение газообразного флюида вместе с содержащимся в нем радоном. Таким образом, перед разрушением образца количество радона в макроскопических трещинах существенно возрастет. Накопленный в них радон, после образования магистральной трещины и разделения образца на части попадает в камеру регистрации. В результате появляется аномалия ОАР, наблюдающаяся в эксперименте. Говоря о величине зарегистрированных скачков ОАР, необходимо отметить, что в природных условиях наблюдаются аномалии с амплитудой, превышающей фоновое значение на порядок и более [3]. Полученные данные показывают (см. рис. 1), что ОАР увеличивается по сравнению с ее значением до начала процессов разрушения не столь значительно. Связано это, по видимому с тем, что область сбора радона в лабораторных условиях, мала по сравнению с той, которая существует в природе. Используя решение уравнений, описывающих миграцию радона в разрушающейся трещиновато-пористой среде, можно определить его концентрацию и поток, а также общее количество радона, поступившее в измерительную установку [2]. Для первой аномалии, образующейся в момент времени $t = t_1$ (см. рис.1), уравнение баланса радона, следующее из соотношений, полученных в [2], имеет вид

$$\frac{P_1}{P_0} = \frac{\alpha \gamma \tau}{\gamma \tau + 1} \left[e^{\gamma(t_1 - t_0)} - e^{-\frac{t_1 - t_0}{\tau}} \right] + \frac{1}{\nu \tau + 1} \left[e^{\nu(t_1 - t_0)} + \nu \tau e^{-\frac{t_1 - t_0}{\tau}} \right], \quad (1)$$

Аналогичные уравнения можно записать и для моментов времени t_2 и t_3 , когда образуются вторая и третья аномалии ОАР с амплитудами, соответственно P_2 и P_3 (см. рис. 1). В выражении (1), обозначения следующие: τ – среднее время жизни атомов радона, P_1 – его количество, поступившее в измерительную камеру в момент появления первой аномалии, P_0 – количество радона в камере до начала развития процессов разрушения в образце, t_0 – время начала процессов разрушения в горной породе. Параметр α описывает соотношение между концентрациями радона в открытых и изолированных порах [2]. Величины γ и ν характеризуют среднюю скорость относительного изменения открытой пористости и УВП открытого пористого пространства, соответственно [2], за весь период времени $t_3 - t_0$, когда развиваются процессы разрушения в образце. Открытая пористость φ_1 и УВП открытого пористого пространства горной породы Ω_1 к моменту образования первой аномалии (при $t = t_1$), в соответствии с [2], могут быть определены из соотношений

$$\varphi_1 = \varphi_0 e^{\gamma(t_1 - t_0)}; \quad \Omega_1 = \Omega_0 e^{\nu(t_1 - t_0)}, \quad (2)$$

где φ_0 и Ω_0 – значение этих величин, в момент времени t_0 . Такие же выражения можно записать и для моментов времени t_2 и t_3 , когда образуются вторая и третья аномалии. Для определения величин γ, ν и t_0 решалась система трех трансцендентных уравнений типа (1), при значениях параметров $P_1, P_2, P_3, P_0, \alpha, t_1, t_2, t_3$, соответствующих экспериментальным. Значения открытой пористости и УВП в моменты возникновения каждой из аномалий, определялись из (2) и аналогичных ему соотношений. Исходные данные для расчетов были

следующими: $P_1/P_0 = 1.7$; $P_2/P_0 = 2.25$; $P_3/P_0 = 5.93$; $t_1 = 29.45$ сут.; $t_2 = 32.59$ сут.; $t_3 = 34.65$ сут.; $\varphi_0 = 0.05$; $\alpha = 189.7$; $\tau = 5.52$ сут. Времена t_1, t_2, t_3 определялись как моменты максимума соответствующей аномалии ОАР и отсчитывались от даты 0 часов 1 июля 2012 года. Численное решение указанной системы уравнений дало следующие результаты: $\gamma = 0.0026$ сут⁻¹; $\nu = -0.1659$ сут⁻¹; $t_0 = 29.37$ сут. Тогда, с учетом (2), $\varphi_1/\varphi_0 = 1.0004$; $\varphi_2/\varphi_0 = 1.0086$; $\varphi_3/\varphi_0 = 1.014$; $\Omega_1/\Omega_0 = 0.975$; $\Omega_2/\Omega_0 = 0.579$; $\Omega_3/\Omega_0 = 0.411$. Относительно полученного значения величины ν можно сказать следующее. Выше, мы уже говорили, что γ и ν являются средними за промежуток времени, в течение которого продолжаются процессы разрушения в образце горной породы. То, что величина ν имеет отрицательное значение, говорит о том, что в среднем (за время $t_3 - t_0$) процессы слияния и укрупнения трещин преобладают над процессами, приводящими к увеличению УВП открытого пористого пространства на начальной стадии развития процессов разрушения. Полученное значение $\Omega_1/\Omega_0 = 0.975$ показывает, что укрупнение трещин может начаться уже к моменту появления первого скачка ОАР. После окончательного разделения образца на части, УВП уменьшается в 2.43 раза по сравнению с ее значением до приложения нагрузки. Открытая пористость в течение всего процесса монотонно увеличивается. Общий ее рост к моменту времени $t = t_3$ составляет 1.4%, по сравнению с первоначальным значением при $t = t_0$. Приведенные выше данные говорят о том, что в процессе разрушения образца вариации открытой пористости менее значительны, чем изменение УВП. Следует отметить, что и по результатам интерпретации данных радонового мониторинга в естественных условиях наблюдается аналогичная тенденция, а именно при разрушении горных пород УВП изменяется в большей степени, чем открытая пористость [2]. Таким образом, результаты проведенных экспериментов показали, что при разрушении образцов горных пород, могут происходить процессы аккумуляции радона, приводящие к образованию аномалий его объемной активности в измерительной установке. Амплитуды возникающих скачков ОАР соответствуют его содержанию в породе, а также размерам области его сбора. Все это дает основание полагать, что подобного рода процессы, происходящие в больших масштабах, приводят к возникновению аномалий ОАР, регистрируемых в разрушающихся массивах горных пород [3]. Более высокие амплитуды аномалий, наблюдающиеся при этом, в основном, обусловлены большими характерными размерами области разрушения, из которой происходит аккумуляция радона.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проекты № 12-Т-5-1004, № 12-П-5-1018 и № 12-С-5-1029.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Определение пространственно-временных характеристик области разрушения с использованием долговременных аномалий концентрации радона // Физика земли. 2007. №5. С. 80 – 87.
2. Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Изучение изменений структурных и динамических характеристик разрушающегося массива горных пород с использованием вариаций концентрации радона // Дефектоскопия. 2011. №5. С. 67 – 78.
3. Trique M., Richon P., Perrier F., Avouac J.P., Sabroux J.C. Radon emanation and electric potential variations associated with transient deformation near reservoir lakes // Nature. 1999. V. 399 (6732). P. 137 – 141.

**ЭФФЕКТИВНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ДЛЯ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ
ОСТРОВНОЙ ДУГИ**

**Ю.И. Блох¹, В.И. Бондаренко², А.С. Долгаль³, П.Н. Новикова³,
В.А. Рашидов⁴, А.А. Трусов⁵**

*¹г. Москва; ²Костромской государственный университет им. Н.А. Некрасова;
³г. Кострома; ³Горный институт УрО РАН, г. Пермь; ⁴Институт вулканологии и
сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; ⁵ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», г.
Москва*

Original and effective techniques was used for interdisciplinary investigation of Kurile Island Arc submarine volcanoes.

Курильская островная дуга (КОД) – классическая двойная дуга, состоящая из внутренней (вулканической) и внешней (тектонической) дуг, разделенных междуговым трогом, охотоморский склон которой осложнен подводными вулканами [9].

Для интерпретации материалов, полученных при комплексном изучении подводных вулканов КОД, авторами разработана эффективная технология количественной интерпретации данных гидромагнитной съемки (ГМС) в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием (НСП) и анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород. Технология ориентирована на интерпретацию результатов наблюдений, полученных на весьма нерегулярных сетях, а все интерпретационные построения осуществляются непосредственно по исходным данным, не прибегая к некорректной процедуре их предварительного восстановления в узлах регулярной сети [2-6].

В разработанной технологии применяются различные методы интерпретации материалов ГМС, одни из которых ориентированы на 2D и 2.5D анализ магнитного поля на отдельных галсах, а другие на 3D анализ по всему массиву наблюдений. Как при 2.5D, так и при 3D моделировании используется истинный рельеф вулканических построек, с учетом погребенного под осадками основания, полученный по данным эхолотного промера и НСП. Для уточнения глубинного строения подводных вулканов используются анализ особых точек, томографический анализ и монтажный метод решения обратной задачи магнитометрии (ОМЗ).

Интерпретация начинается с 2.5D моделирования и анализа особых точек функций, описывающих аномальные магнитные поля на отдельных галсах, с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР, которая позволяет синтезировать результаты анализа тремя независимыми методами [7].

После получения предварительной информации о строении изучаемого вулкана, осуществляется переход к 3D моделированию. Сначала определяется усредненное направление вектора эффективной намагниченности горных пород с помощью программы ИГЛА [8]. Вулканическая постройка, расположение верхней кромки которой установлено по данным эхолотного промера и НСП, аппроксимируется усеченной пирамидой, и ее параметры, в том числе компоненты вектора суммарной намагниченности, оцениваются с учетом регионального фона в интерактивно задаваемом многоугольном интерпретационном окне.

Далее программой REIST из пакета программ СИГМА-3D выполняется 3D моделирование петромагнитных характеристик подводных вулканов [2-6] (рис. 1). По всему массиву исходных данных проводится аппроксимация источников магнитного поля на базе модели субгоризонтального слоя с латерально изменяющейся по модулю намагниченностью. Верхняя кромка слоя задается по данным эхолотного промера и НСП, а нижняя, как правило, принимается горизонтальной, а ее глубина задается исходя из анализа особых точек и данных 2.5D моделирования. Направление вектора намагниченности пород при этом задается по результатам, полученным с помощью программы ИГЛА. Поскольку геометрия

аппроксимирующего слоя и направление вектора намагниченности пород известны заранее, определение изменения модуля намагниченности по латерали по отношению к некоторой точке, обычно задаваемой в центре интерпретационного участка, осуществляется единственным образом [1].

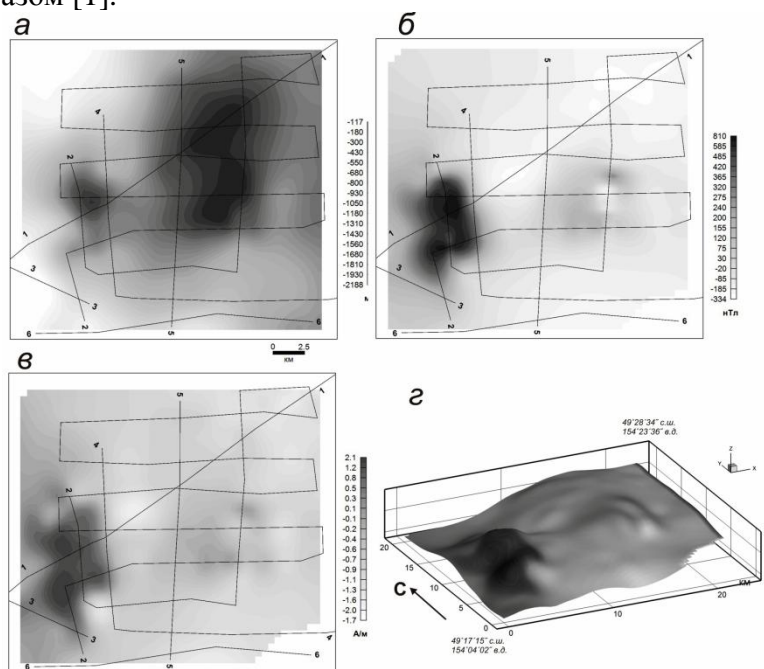


Рис. 1. 3D моделирование петромагнитных характеристик подводных вулканов 2.7 (справа) и 2.8 (слева): а – батиметрия; б – аномальное магнитное поле ΔT_a ; в – распределение эффективной намагниченности вулкана; г – распределение эффективной намагниченности, изображенное на поверхности вулкана.

На заключительном этапе для изучения глубинного строения вулканических построек применяются интерпретационная томография и монтажный метод решения ОЗМ [2-5]. Томографический анализ аномального магнитного поля (рис. 2а) позволяет наметить распределение петрофизических свойств в геологической среде и в первом приближении дифференцировать различные блоки в вулканической постройке. Результаты интерпретационной томографии служат в качестве априорной информации при решении ОЗМ монтажным методом. Моделирование проводится в 2.5D варианте по каждому из галсов. При этом интерпретатор получает серию эквивалентных решений ОЗМ, соответствующих определенному интервалу невязки наблюдаемого и модельного полей. В итоге выбранный вариант визуализируется в виде интерполяционной 3D модели магнитовозмущающих тел, отражающей объемную конфигурацию и простираение предполагаемого подводного канала (рис. 2б).

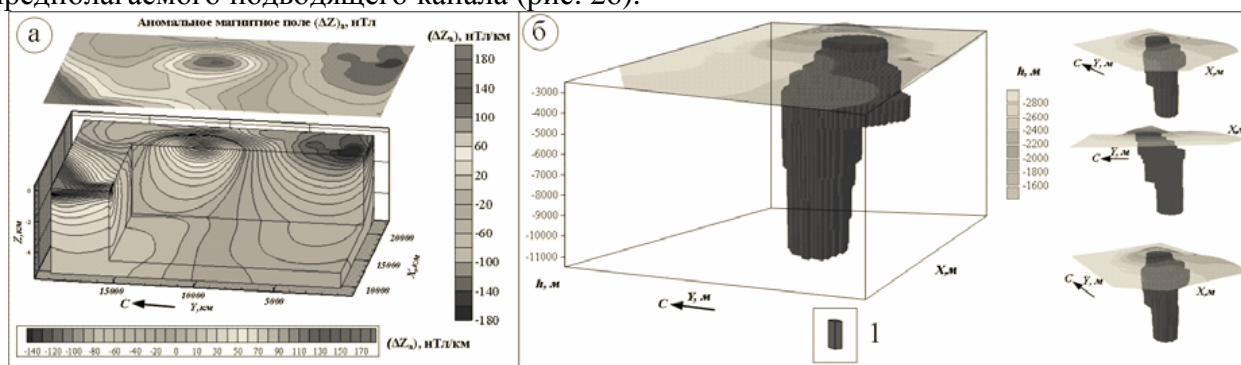


Рис. 2. Томографическая интерпретация (а) и интерполяционная 3D-модель источника магнитного поля (б) подводного вулкана Макарова. 1- элемент замощения.

С помощью разработанной технологии удалось уточнить строение ряда подводных вулканов КОД, выделив отдельные блоки, вершинные кальдеры, лавовые потоки, подводные каналы и магматические камеры в их постройках.

Высокая эффективность применения разработанной технологии достигнута благодаря перманентной интеграции вузовской, академической и отраслевой науки организаций Москвы, Костромы, Перми и Петропавловска-Камчатского.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12-05-00156-а, 12-05-00414-а, 12-05-31138-мол_а) и программе исследований ОНЗ РАН (проект 12-Т-5-1012).

Список литературы

1. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Учебное пособие. М., 2009. <http://sigma3d.com/pdf/books/blokh-interp.pdf>.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1, Курильская островная дуга // Геофизика. 2012. № 2. С. 58-66.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Современные интерпретационные технологии при комплексном моделировании подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Геоинформатика. 2012. № 4. С. 8-17.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Современные технологии при интерпретации геофизических полей подводных вулканов Курильской островной дуги // Материалы II Школы – семинара «Гординские чтения» Москва, 21 -23 ноября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 20-24.
5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Строение подводных вулканов 2.7–2.8 (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 28 января – 1 февраля 2013 г. М.: ИФЗ РАН. 2013. С. 49-52.
6. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Геофизические исследования вулканического массива Рикорда (Курильская островная дуга) // Вулканизм и связанные с ним процессы. Традиционная региональная научная конференция, посвященная Дню вулканолога 28 – 29 марта 2013 г. Тезисы докладов. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 51.
7. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Применение интегрированной системы «СИНГУЛЯР» для изучения глубинного строения подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 25 - 29 января 2010 г. М.: ИФЗ РАН. 2010. С. 62-65.
8. Блох Ю.И., Трусов А.А. Программа «IGLA» для интерактивной экспресс-интерпретации локальных гравитационных и магнитных аномалий // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 34-й сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского. М: ИФЗ РАН, 2007. С. 36-38.
9. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Отв. ред. Ю. М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.

УДК 552.1 : 537

ОСОБЕННОСТИ В ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВОДЫ, ВЫЯВЛЕННЫЕ В ХОДЕ
ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Н.В. Бобровников, Ю.Б. Петухова

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия, nvbobr@list.ru

Abstract. The laboratory work, to study the causes of instability in the electrical properties of water. Found that low-amplitude electric current which is passed resistivity measurement itself affects the change in properties of water. First established that the velocity of the electric field in the water can be less than the velocity of the sound wave.

В докладе изложены результаты экспериментальных работ, которые имели своей целью изучить причины нестабильности параметры электрических свойств воды при измерении на частотах звукового диапазона. Необходимость постановки таких лабораторных работ определялась стремлением повысить точность и информативность геоэкологических исследований. Например, есть стремление получить дополнительную информацию за счёт вычисления диэлектрической проницаемости влажных горных пород, опираясь на обычную запись для комплексной электропроводности:

$$\gamma = \gamma_0 + i\omega\varepsilon_0\varepsilon \quad (1)$$

где γ_0 – электрическая проводимость на постоянном токе, сим,
 ω – круговая частота электрического поля, сек⁻¹,
 ε_0 – электрическая постоянная, ф/м,
 ε – диэлектрическая проницаемость среды.

В результате вычислений диэлектрической проницаемости по ряду измеренных значений эффективного сопротивления влажных горных пород на разных частотах мы получили большие значения ε – до 10^7 [1]. Причём самые высокие значения приходятся на нижние частоты, с повышением частоты вычисленные значения уменьшаются. При повторах оказывается, что все значения, как удельного сопротивления, так диэлектрической проницаемости нестабильны, и последовательно изменяются. В своих попытках найти причину несоответствия результатов измерений табличным значениям мы поставили ряд экспериментов с дистиллированной водой, которую можно рассматривать как однородную среду высокого удельного электрического сопротивления, это соответствует теоретической модели однородного полупространства – базовой модели для геоэлектрических исследований.

Измерения проводили с использованием четырёхэлектродных установок. Первоначально использовали установку рис 1б, у которой электроды располагаются не в ряд, как в обычных полевых установках, а в вершинах квадрата. Позже стали использовать установку Венера - с расположением электродов в линию, с одинаковым промежутком (см. рис1а). Каждая из этих установок позволяет после измерений вычислить в квазистационарном приближении удельное сопротивление однородного полупространства по стандартной формуле [3]

$$\rho = k(\Delta U_{MN}/I_{AB}) \quad (2)$$

где k – геометрический коэффициент установки, м,
 ΔU_{MN} – величина измеренного сигнала, мВ,
 I_{AB} – сила тока в питающей линии, мА.

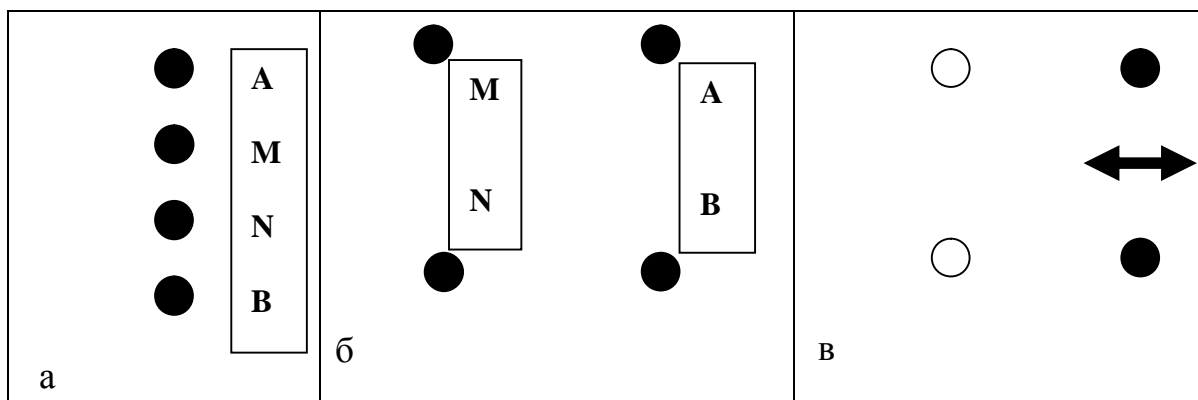


Рис.1 Схемы использованных установок: а – Венера, б – квадрат, в – дипольная. Пояснения в тексте.

Квазистационарное приближение означает, что мы предполагаем отсутствие волновых явлений поля в выбранном диапазоне частот. Аналогичные измерения проводят многие исследователи, наиболее оживление в части исследований по экологии и биологии. Все отмечают нестабильность измеряемых параметров, при измерениях на низкой частоте. Мы тоже столкнулись с этой проблемой. Для улучшения стабильности результатов каждый день первоначально выполняли цикл измерений на одной частоте, до установления одинаковых значений, а затем переходили к основному циклу измерений. Изменения свойств воды происходили ежедневно, как правило, с постепенным уменьшением удельного сопротивления.

Основная цель экспериментов состояла в снятии амплитудно-частотных характеристик (АЧХ) удельного сопротивления воды, измерения проводили в интервале звуковых частот. Часть кривых полученных в одну из серий помещены на рисунке 2. На частотных кривых рис. 2 можно выделить характерные повторяющиеся особенности:

1. область стабильных значений на участке $20 \div 200$ Гц,
2. плавное повышение ρ на интервале $200 \div 2000$ Гц;
3. резкое, квазирезонансное изменение удельного сопротивления на участке $4 \div 20$ кГц;
4. ежедневное снижение удельного сопротивления;
5. ежедневное последовательное смещение положения высокочастотного экстремума вправо.

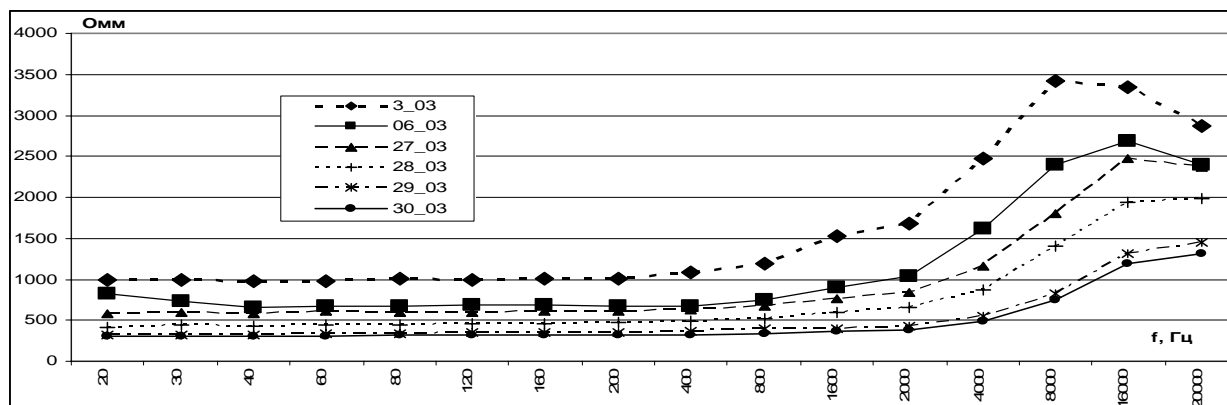


Рис. 2. Частотные характеристики ρ . Пояснения в тексте.

Особенность этой сессии в том, что во время цикла измерений имел место перерыв в 20 дней, но за это время не произошло существенных изменений в частотной кривой. Такая стабильность свидетельствует о том, что на свойства воды влияет и то небольшое воздействие, которое создаётся при измерениях.

Возрастание удельного сопротивления на высоких частотах возможно в случаях влияния электрической индукции генераторных линий на измерительные электроды. Однако, полученные нами данные указали на закономерное смещение экстремальной высокочастотной части кривых в ходе серии экспериментов. Дополнительно было проведено изучение собственной частотной характеристики измерительной установки, при замене реальной среды эквивалентным соединением активных сопротивлений, показавшее, что частотная характеристика установки линейна до 120 кГц.

На следующем этапе стали дополнительно использовать и установку Венера. Результаты измерений в виде двух графиков удельного сопротивления приведены на рисунке 3. Как видно на рисунке, графики указывают на близкие значения в области низких частот и значительно расходятся с повышением частоты. Причём, установка Венера даёт снижение удельного сопротивления там, где установка с расположением электродов по квадрату фиксирует экстремум.

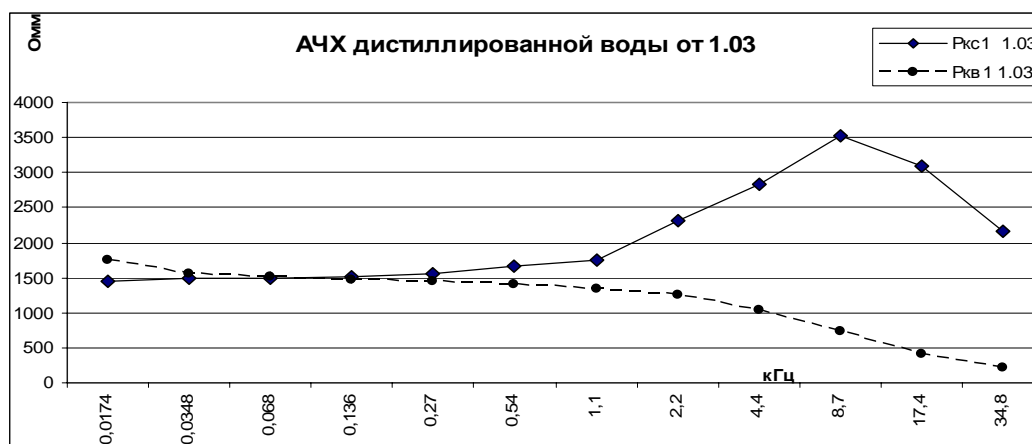


Рис.3 Сопоставление АЧХ удельного сопротивления с разными установками. Пояснения в тексте.

Очевидно, расхождения вызваны разным расположением электродов. Становится ясным, что только та часть графиков, где значения ρ близки между собой можно отнести к квазистационарной зоне, расхождение на высоких частотах показывает начало волновой зоны. В волновой зоне электроды АВ образуют генераторный диполь, излучение которого тем эффективнее, чем ближе его размеры к половине волны излучаемого поля, и при этом максимальная энергия излучается в плоскости перпендикулярной к оси диполя. Схематично диполь изображён на рисунке 1в.

В таком случае длина электромагнитной волны на частоте 8,7 кГц составляет $2 \times 2 \text{ см} = 4 \text{ см}$. Не трудно вычислить и скорость распространения волны

$$V = f\lambda = 8700 * 0,04 = 348 \text{ (м/сек)} \quad (3)$$

где f – частота поля, Гц, λ - длина волны, м.

Следовательно, мы получили скорость распространения электромагнитной волны в три раза меньше скорости распространения звука в воде, которая составляет около 1400 м/сек.

Литература

1. Бобровников Н.В. Кажущаяся диэлектрическая проницаемость, как характеристика ВП. // Материалы международного научного семинара «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей» имени Д.Г. Успенского. 38 сессия, Пермь, 2011.

УДК 530.3+550.344

ПОСТРОЕНИЕ ЯДЕР ИНТЕГРАЛЬНЫХ УРАВНЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ РЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ ВЫСОКОГО РАНГА

Е.Н. Быцань

byzan@ukr.net

Институт геофизики НАН Украины, Украина, г. Киев, пр. Палладина, 32

Algorithm of cores formation and resolvent of Volterra integral equations of second kind is offered with the help of creep and relaxation functions of rheological bodies of high rank.

В докладе рассматривается задача о построении ядер и резольвент интегральных уравнений Вольтерра 2-го рода, описывающих процессы последействия в неупругих геологических средах, которые записываются таким образом [1-2]:

$$\varepsilon(t) = \frac{1}{E} [\sigma(t) + \int_0^t K(t-\tau)\sigma(\tau)d\tau], \quad (1)$$

$$\sigma(t) = E[\varepsilon(t) - \int_0^t R(t-\tau)\varepsilon(\tau)d\tau], \quad (2)$$

где $K(t-\tau)$ – ядро интегрального уравнения (1), а $R(t-\tau)$ – его резольвента, так что выражение (2) есть решением уравнения (1), и наоборот – выражение (1) будет решением уравнения (2).

Ядра интегральных уравнений (1, 2) будем находить с помощью функций релаксации и функций ползучести реологических тел, с помощью которых аппроксимируются неупругие процессы в геологических средах [3]. Приведем некоторые сведения о структуре реологических тел (РТ) и о методе построения РТ высокого порядка [4].

РТ n – го ранга делятся на четыре типа. Их реологические уравнения (РУ) в стандартном виде записываются в таком виде:

$$\begin{aligned} (1 + a_1 D + \dots + a_{n-1} D^{n-1})\sigma &= H_n^R D(1 + b_1 D + \dots + b_{n-1} D^{n-1})\varepsilon, & (N_{2n-1}) \\ (1 + a_1 D + \dots + a_n D^n)\sigma &= H_n^R D(1 + b_1 D + \dots + b_{n-1} D^{n-1})\varepsilon, & (N_{2n}) \\ (1 + a_1 D + \dots + a_{n-1} D^{n-1})\sigma &= E_n^R (1 + b_1 D + \dots + b_n D^n)\varepsilon, & (H_{2n}) \\ (1 + a_1 D + \dots + a_n D^n)\sigma &= E_n^R (1 + b_1 D + \dots + b_n D^n)\varepsilon, & (H_{2n+1}) \end{aligned} \quad (3)$$

где $D = \partial / \partial t$, H и N – квазиупругие и квазивязкие РТ, E^R и H^R – релаксирующие упругие и вязкие модули соответственно, индекс внизу указывает на число элементов в невырожденном РТ. Построение РТ высокого ранга проводится путем объединения РТ меньшего порядка. При параллельном объединении двух РТ, РУ которых имеют такой вид:

$$P_1 \sigma_1 = Q_1 \varepsilon_1, \quad P_2 \sigma_2 = Q_2 \varepsilon_2, \quad (4)$$

получим РТ, РУ которого запишется следующим образом:

$$P_1 P_2 \sigma = (P_1 Q_2 + P_2 Q_1) \varepsilon, \quad (5)$$

а при последовательном объединении для РУ объединенного РТ будет иметь место такая запись:

$$(P_1 Q_2 + P_2 Q_1) \sigma = Q_1 Q_2 \varepsilon. \quad (6)$$

Ядро интегрального уравнения (1) определяется через скорость функции ползучести $\dot{\varepsilon} = \nu$ так [3]:

$$K(t) = \frac{E}{\sigma_0} \dot{\varepsilon}, \quad (7)$$

откуда следует, что для построения скорости деформации целесообразно брать любое квазивязкое реологическое тело n – го ранга, например N_{2n} , РУ которого записывается таким образом:

$$(1 + a_1 D + \dots + a_n D^n) \sigma = H_n^R (1 + b_1 D + \dots + b_{n-1} D^{n-1}) \dot{\varepsilon}, \quad (8)$$

и в случае, когда $\sigma = \sigma_0 = const$, из уравнения (7) получим для скорости деформации (функции скорости ползучести) $\dot{\varepsilon} = v$ следующее дифференциальное уравнение:

$$v^{(n-1)} + c_1 v^{(n-2)} + \dots + c_{n-2} \dot{v} + v / b_{n-1} = \sigma_0 / (H_n^R b_{n-1}), \quad (9)$$

где $c_i = b_{n-1-i} / b_{n-1}$. Его общее решение запишется таким образом:

$$v = \sum_{i=1}^{n-1} d_i \exp(\lambda_i t) + \hat{v}, \quad (10)$$

где $\hat{v} = \sigma_0 / (H_n^R b_{n-1})$ – частное решение уравнения (9), λ_i – корни следующего характеристического уравнения, порожденного дифференциальным уравнением (9):

$$\lambda^{n-1} + c_1 \lambda^{n-2} + c_2 \lambda^{n-3} + \dots + 1 / b_{n-1} = 0, \quad (11)$$

$v_i = -1 / \lambda_i$ – времена релаксации деформации при постоянном напряжении $\sigma = \sigma_0 = const$, а d_i – постоянные интегрирования, определяемые из начальных условий.

Функция скорости ползучести, записанная согласно уравнению (10), является, по сути, разложением скорости ползучести в ряд по экспонентам. Если имеем экспериментально полученную функцию скорости ползучести, то ее можно разложить в ряд по экспонентам, которые рассматриваются как базис, и по этому разложению получить спектр времен последствия и релаксации, с помощью которых можно строить реологические тела.

Заметим, что разложение функции ползучести будет тем точнее, чем больше количество экспонент в выражении (10), а это означает, что для лучшей аппроксимации функции скорости ползучести нужно брать ранг реологического тела, с помощью которого аппроксимируются неупругие процессы в геологических средах, как можно большим.

Подставляя в уравнение (3) значение функции скорости ползучести, полученной с помощью уравнения (10), получим для ядра $K(t)$ интегрального уравнения (1) такое выражение:

$$K(t) = \frac{E}{\sigma_0} \sum_{i=1}^{n-1} [d_i e^{-t/\tau_i} + \hat{v}]. \quad (12)$$

Дальше построим резольвенту $R(t - \tau)$ уравнения (1). Она выражается через функцию релаксации $\sigma(t)$, которая описывает процесс релаксации напряжений в неупругой среде при постоянной деформации $\varepsilon = \varepsilon_0 = const$ таким образом [3]:

$$R(t) = \dot{\sigma}(t) / \varepsilon_0. \quad (13)$$

Функция релаксации $\sigma(t)$ определяется из реологических уравнений квазиупругих реологических тел n – го ранга. Для примера рассмотрим РТ, РУ которого в обобщенном виде записывается как N_{2n+1} и имеет такой вид:

$$(1 + a_1 D + \dots + a_n D^n) \sigma = E_n^R (1 + b_1 D + \dots + b_n D^n) \varepsilon, \quad (14)$$

и для случая, когда $\varepsilon = \varepsilon_0 = const$, для напряжения (функции релаксации) σ получим следующее дифференциальное уравнение:

$$\sigma^{(n)} + c_1 \sigma^{(n-1)} + \dots + c_{n-1} \dot{\sigma} + \sigma / a_n = \varepsilon_0 E_n^R / a_n, \quad (15)$$

где $c_i = a_{n-i} / a_n$. Его общее решение запишется таким образом:

$$\sigma = \sum_{i=1}^n d_i \exp(\lambda_i t) + \hat{\sigma}, \quad (16)$$

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

где $\hat{\sigma} = \varepsilon_0 E_n^R / a_n$ – частное решение уравнения (15), λ_i – корни характеристического уравнения, порожденного дифференциальным уравнением (15):

$$\lambda^n + c_1 \lambda^{n-1} + c_2 \lambda^{n-2} + \dots + 1 / a_n = 0, \quad (17)$$

$v_i = -1 / \lambda_i$ – времена релаксации напряжений при постоянной деформации (времена релаксации), а d_i – постоянные интегрирования, которые определяются из начальных условий.

Подставляем из уравнения (11) выражение для функции релаксации в уравнение (13) и получим такое выражение для резольвенты интегрального уравнения (1):

$$R(t) = \left[\sum_{i=1}^n d_i \lambda_i \exp(\lambda_i t) \right] / \varepsilon_0. \quad (18)$$

Список литературы:

1. Рейнер М. Реология. – Москва: Наука, 1965. – 294с.
2. Ржаницын А.Р. Теория ползучести. – Москва: Госстройиздат, 1968. – 416с.
3. Колтунов М.А. Ползучесть и релаксация. – Москва: Высшая школа, 1976. – 277с.
4. Быцань Е.Н. Построение реологических тел высокого ранга для создания мониторинга промышленных объектов. /Проблемы сейсмоструктоники. Материалы XVII Международной конференции. 20–24 сентября 2011года /Под ред. акад. А.О. Глико. Москва, 2011. С.145-148.

УДК 550.831

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ПРОЦЕДУР ОБРАБОТКИ ВЫСОКОТОЧНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

С.Г. Бычков, bsg@mi-perm.ru

А.А. Симанов, simanov@mi-perm.ru

В.В. Хохлова, valxov@yandex.ru

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Горный институт Уральского
отделения Российской академии наук, Пермь, Россия*

Annotation. It is shown that abilities of gravitational exploration are at present contrary to existing directions for these works. We suggest new procedures of the reduction of gravity data which allows for modern data about the Earth's figure. The example of processing of gravity data observed on the Perm territory demonstrates that the application of modern procedures of processing allows increasing the information value of gravity data.

В гравirazведке основными исходными данными для получения информации о геологическом строении территорий являются аномалии силы тяжести в редукции Буге. Очевидно, что они должны быть свободны от всех помех негеологического характера. Принятые процедуры вычисления аномалий Буге, описанные в учебниках и справочниках по геофизике [3], формализовались в 1920-1930х годах. Параметры формул опирались на известные в то время сведения о форме Земли, абсолютном значении силы тяжести и минимизировали вычислительные затраты. Несмотря на допущения и упрощения, эти процедуры с минимальным изменением продолжают использоваться и поныне для решения большого круга геолого-геофизических задач.

В настоящее время произошли принципиальные изменения в аппаратном оснащении гравиметрических исследований [1]. Существенным образом возросли наши знания о форме Земли, создана мировая опорная гравиметрическая сеть, в открытом доступе имеются детальные базы данных о фигуре геоида и рельефе Земли и, учитывая современные вычислительные мощности, нет никаких причин для применения упрощенных формул при вычислении поправок и редукций в гравиметрические наблюдения [2].

Напомним основную формулу вычисления аномалий силы тяжести в редукции Буге (Δg_B) [3]:

$$\Delta g_B = g_{\text{набл}} - \gamma_0 + \delta g_{\text{Фая}} - \delta g_{\text{пр.сл}} + \delta g_{\text{рф}}, \quad (1)$$

где $g_{\text{набл}}$ – наблюдаемое значение силы тяжести в гравиметрическом пункте на высоте H ; γ_0 – нормальное значение силы тяжести; $\delta g_{\text{Фая}}$ – поправка за высоту (свободный воздух или Фая); $\delta g_{\text{пр.сл}}$ – поправка за промежуточный слой; $\delta g_{\text{рф}}$ – поправка за влияние окружающего рельефа. Все слагаемые формулы (1) получены при различных условиях и ограничениях и вносят определенные погрешности в аномалии силы тяжести. В принятых в России стандартах редуцирования не учитывается косвенный эффект, связанный с различием систем высот, относительно которых определены гравиметрические пункты и вычисляется нормальное значение силы тяжести; величина γ_0 вычисляется по формуле Гельмерта, выведенной им в 2009 г.; в аномалиях Буге не учитывается влияние атмосферы; поправка за высоту вычисляется без учета эллипсоидальности Земли; поправки за промежуточный слой и рельеф вычисляются для плоской Земли.

Авторами предлагается использование новых стандартов редуцирования гравиметрических данных удовлетворяющим современным требованиям гравirazведки [2]. Предлагаемые стандарты базируются на международно принятых процедурах [5], уравнениях, описывающих фигуру Земли [4], и современных параметрах Земли – ПЗ90).

Рассмотрим пример вычисления аномалий силы тяжести на одном из участков гравиметрической съемки на востоке Пермского края, проведенной с нефтепоисковыми целями. Масштаб съемки 1:50 000; сеть наблюдений 1000×200 м; размеры площади примерно 18×27 км; перепад высот рельефа от 140 м до 500 м. Измерения на 2832 пунктах

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

проведены высокоточными гравиметрами Autograv CG-5; топографо-геодезические работы выполнены с помощью спутниковой системы GPS-Глонасс Trimble-R8 и электронных тахеометров. Среднеквадратическая погрешность определения наблюдаемых значений силы тяжести на данной площади составила ± 0.033 мГал. Обработка полевых гравиметрических данных выполнена двумя способами: по стандартным формулам [3] и с использованием предлагаемых процедур редуцирования. Кроме того, во втором случае использовались высоты гравиметрических пунктов относительно референц-эллипсоида.

Основные характеристики расхождения величин поправок и аномалий Буге, вычисленных для данной площади различными способами, приведены в табл. 1. Как видно из таблицы, абсолютные величины расхождений поправок весьма существенны. Наибольшие погрешности вносят нормальное значение силы тяжести и косвенный эффект, однако они имеют региональный характер: стандартное отклонение этих величин в пределах площади минимально и практически не сказывается на морфологии локальных аномалий из-за небольших размеров площади съемки. Наибольшие относительные погрешности вносят неучёт сферичности Земли при вычислении поправок в свободном воздухе и за промежуточный слой.

Таблица 1

Сравнение процедур редуцирования

Поправки, мГал	Расхождение поправок			
	Среднее	Минимальное	Максимальное	Стандартное отклонение
Косвенный эффект	0.768	0.741	0.822	0.018
Нормальное значение силы тяжести	-4.061	-4.065	-4.058	0.002
Поправка Фая	0.831	0.775	0.910	0.026
Промежуточный слой	-0.498	-0.849	-0.252	0.113
Поправка за атмосферу	0.843	0.822	0.857	0.007
Аномалии Буге при $\sigma=2.67$ г/см ³	4.269	3.959	4.711	0.137

Разность аномалий Буге, вычисленных с использованием новых процедур и общепринятых стандартов редуцирования, показана на рис. 1, где приведены их относительные величины. Как видно из рисунка, разность аномалий, вычисленных различными способами, достигает более 0.75 мГал, т.е. почти в 25 раз превосходит точность полевой съемки. Поскольку практически все составляющие формулы (1) зависят от высоты гравиметрического пункта, карта разности аномалий (рис. 1б) повторяет карту рельефа (рис. 1а). Тем не менее, в районе нефтеперспективной структуры – основного объекта исследований на данной площади амплитуда аномалии увеличилась на 0.15-0.20 мГал, что составляет примерно половину ожидаемого гравитационного эффекта структуры.

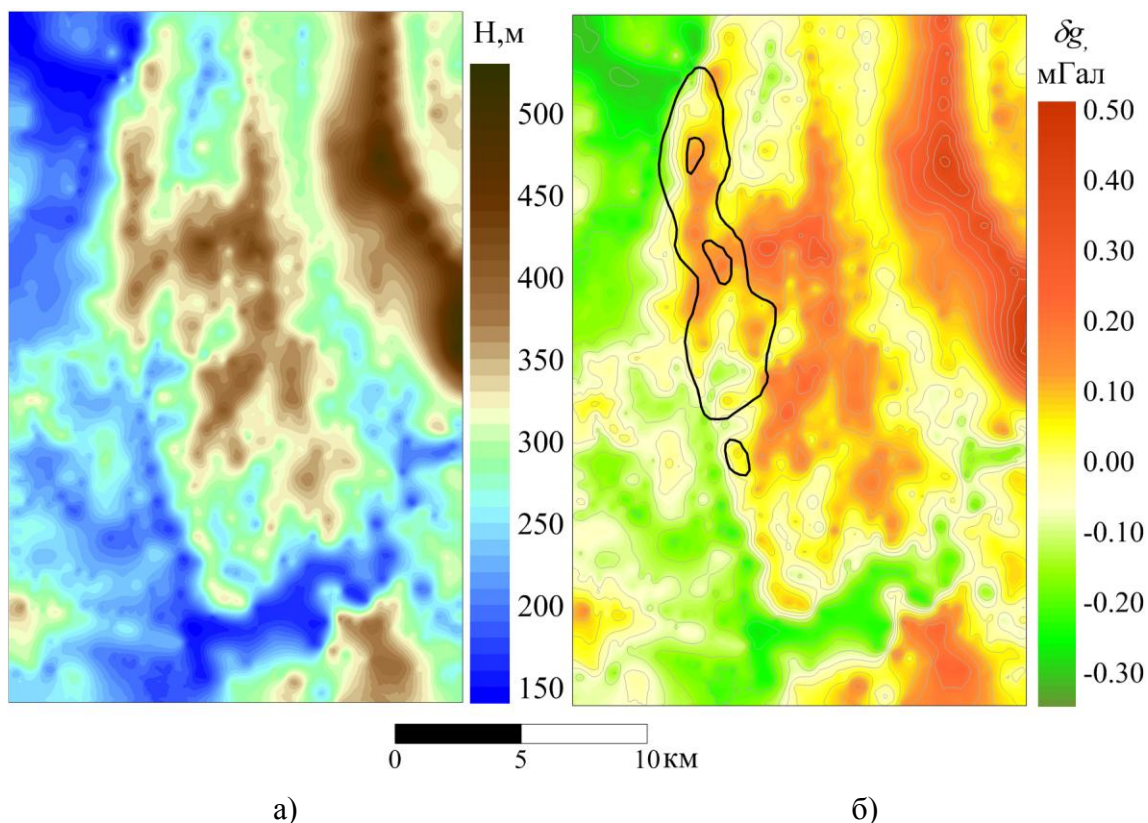


Рис. 1. Сравнение аномалий Буге, вычисленных различным способом: а) рельеф местности; б) разность аномалий (черной линией показан контур нефтеперспективной структуры)

В заключение можно сказать, что возможности гравиразведки на современном этапе вступают в противоречие с существующими инструктивными требованиями к ее проведению и обработке полевых данных. Погрешности в аномалии Буге, вносимые устаревшими процедурами редуцирования, во-первых, многократно превышают точность современной гравиметрической съемки, и, во-вторых, могут быть соизмеримы с гравитационными эффектами искоемых геологических объектов. Необходимо переосмысление традиционных методик обработки гравиметрических данных и принятие процедур редуцирования, использующих принятый в России земной эллипсоид, современные данные о геоиде и рельефе Земли.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-96013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Бычков С.Г. Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии. – Екатеринбург: УрО РАН, 2010. - 187 с.
2. Бычков С.Г., Симанов А.А. Современные процедуры обработки высокоточных гравиметрических наблюдений // Материалы 39-й сессии Междунар. науч. семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей»– Воронеж, ВГУ, 2012. – С. 51-54.
3. Гравиразведка: Справочник геофизика. / Под ред. Е.А. Мудрецовоой, К.Е. Веселова. - М.: Недра, 1990. - 607 с.
4. Шимбирев Б.П. Теория фигуры Земли. – М.: Недра, 1975. – 432 с.
5. Hinze W.J., Aiken C., Brozena J. et al. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database // Geophysics, 2005, V. 70, N. 4. – P. J25-J32.

УДК 550.340

**ОРГАНИЗАЦИЯ МОНИТОРИНГА РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ
СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА БАЗЕ АРХАНГЕЛЬСКОЙ СЕТИ**

Н.В. Ваганова¹, nvag@yandex.ru

Я.В. Конечная², yanakon@mail.ru

А.Н. Морозов^{1,2}, morozovalexey@yandex.ru

- 1. Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, Россия*
- 2. Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геофизическая Служба РАН, г. Архангельск, Россия*

Аннотация. Работа посвящена вопросам организации мониторинга региональной и локальной сейсмичности по данным Архангельской сети. Рассматриваются основные этапы обработки, составления бюллетеня и каталога регистрируемых сейсмических событий.

Abstract. The article considers the issues of organization of monitoring of regional and local seismicity according to the Arkhangelsk network. The basic stages of processing, compiling seismic events bulletin and catalog are described.

Одной из задач Архангельской сети является проведение регионального и локального сейсмического мониторинга, который охватывает территорию, как самой Архангельской области, так и европейского побережья Северного Ледовитого океана (Скандинавский и Кольский полуостров, республику Карелия, Ненецкий автономный округ, Полярный и Средний Урал). В зону наблюдения также включены территории архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и омывающих их морей. В настоящее время Архангельская сеть состоит из 11-ти пунктов наблюдений, оснащенных современной цифровой аппаратурой отечественного и зарубежного производства: широкополосными датчиками CMG-3ESPC, CM3-OC, короткопериодными CMG-40T-1, CM3-KB, с регистраторами GSR-24 и SDAS; трехкомпонентными широкополосными сейсмометрами со встроенным регистратором CMG-6TD [1].

Региональными принято считать события, произошедшие на расстояниях до 2000 км от сейсмической станции, локальными – соответственно до 200 км. В связи с некоторыми особенностями конфигурации Архангельской сети (большие расстояния между станциями) и удаленности эпицентров арктических землетрясений, локальные события определяются на расстояниях до 300 км от регистрирующей станции, а региональные – до 3000 км.

В лаборатории сейсмологии ИЭПС УрО РАН организована удобная и эффективная система передачи, использования, обработки, архивирования и хранения сейсмологических данных (цифровых записей), что позволяет проводить эффективный сейсмологический мониторинг. Его проведение условно разбивается на 2 этапа: просмотр записей сейсмических станций и формирование промежуточного бюллетеня; совокупная обработка зарегистрированных событий, формирование окончательного сейсмического каталога и построение карты сейсмичности. Остановимся подробнее на каждом этапе.

На текущий момент для проведения мониторинга проводится просмотр записей 7 сейсмических станций - KLM, LSH, AMD, PRG, SLV, TMC, ZFI. Данные остальных станций подключаются к обработке на втором этапе по мере необходимости. По каждой станции операторы составляют индивидуальные бюллетени, которые позже объединяются в общий промежуточный бюллетень, формирующийся каждую декаду месяца (рис. 1). Он содержит следующую информацию: код станции; дата и время вступления фаз на записях станции, вид зарегистрированного сейсмического события (землетрясение, взрыв и т.д.); тип события (региональное или локальное) и наличие информации о нем в других сейсмических каталогах. Ежемесячно станциями Архангельской сети регистрируется от 100 до 170 региональных и локальных сейсмических событий различной природы, в том числе землетрясения, промышленные взрывы, техногенные катастрофы и прочее.

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

1	№	Date	Station code	Arrival time	Kind of event	Type of event	Other Catalogs
144	49	26.03.2013	AMD	P: 16:18:23.5 S: 16:18:54.4	event	local	not
145							
146							
147	50	26.03.2013	ZFI2	P: 19:17:27.2 S: 19:18:25.7	earthquake	regional	not
148							
149							
150	51	27.03.2013	SLV	P: 09:01:58.4 S: 09:02:24.5	event	local	NORSAR
151							
152							
153	52	27.03.2013	AMD	P: 23:05:49.5 P?: 23:08:53.3	earthquake	regional	NORSAR
154							
155			ZFI2	P: 23:03:38.3			
156				S: 23:04:56.0			
157							
158	53	28.03.2013	LSK	P: 07:02:46.9 S: 07:03:13.2	earthquake	local	NORSAR
159							
160			KLM	P: 07:03:05.4			
161				S: 07:03:13.2			
162			SLV	P: 07:03:00.0			
163				S: 07:03:32.9			
164			TMC	P: 07:02:39.7			
165				S: 07:03:00.6			
166			AMD	P: 07:04:33.8			
167				S: 07:06:12.9			
168							
169	54	28.03.2013	AMD	P: 12:25:22.3 S: 12:25:59.0	event	local	not
170							
171							
172	55	28.03.2013	KLM	P: 15:02:56.2 S: 15:03:17.4	blast	regional	not
173							
174							
175	56	28.03.2013	LSK	P: 20:09:36.4 S: 20:10:38.3	event	regional	NORSAR
176							
177			KLM	P: 20:09:56.9			
178				S: 20:11:14.0			

Рис. 1 - Пример бюллетеня, создаваемого по данным станций Архангельской сети

На втором этапе промежуточный бюллетень передается для дальнейшей обработки. В качестве основного средства используется программный комплекс WSG, разработанный в Геофизической службе РАН [2], позволяющий проводить совокупную обработку данных нескольких сейсмических станций, с целью определения координат эпицентра, времени в очаге, магнитуды. При необходимости к процессу подключаются записи станций соседних сетей – KBS, SPITS, ARCES (Норвегия), JOF, SUF, MSF (Финляндия), ARU, LVZ (Global Seismograph Network GSN - IRIS/IDA) и других [3, 4]. Итогом совокупной обработки является окончательный сейсмический каталог Архангельской сети (рис. 2).

#20130528112201										
Origin time										
29.03.2013	01:38:09.000	Lat	Lon	Depth	Nsta	Region	REG STORFJORDEN-HEER LAND SVALBARD			
76.96	18.56	10.00	3							
Sta	Dist	AZ	Ph	Entry	time	Amp	T	Mag	MagType	
SPA0	1.33	-	P	Ic	29.03.2013 01:38:32.950	-	-	-	-	-
SPA0	1.33	-	S	E?	29.03.2013 01:38:50.026	-	-	-	-	-
KBS	2.34	-	P	E?	29.03.2013 01:38:46.909	-	-	-	-	-
KBS	2.34	-	S	E?	29.03.2013 01:39:15.546	-	-	-	-	-
ZFI2	6.64	-	P	E?	29.03.2013 01:39:46.254	-	-	-	-	-
ZFI2	6.64	-	S	E?	29.03.2013 01:40:58.775	0.00	1.56	2.60	ML	
#20130529144742										
Origin time										
29.03.2013	02:49:20.000	Lat	Lon	Depth	Nsta	Region	URAL			
67.48	64.40	0.00	1							
Sta	Dist	AZ	Ph	Entry	time	Amp	T	Mag	MagType	
AMD	2.43	-	P	I?	29.03.2013 02:50:01.104	-	-	-	-	-
AMD	2.43	-	S	I?	29.03.2013 02:50:31.373	0.00	0.21	1.20	ML	
#20130529145450										
Origin time										
29.03.2013	10:37:17.000	Lat	Lon	Depth	Nsta	Region	KOLA			
67.51	33.95	0.00	4							
Sta	Dist	AZ	Ph	Entry	time	Amp	T	Mag	MagType	
SLV	2.95	-	P	E?	29.03.2013 10:38:05.045	-	-	-	-	-
SLV	2.95	-	S	E?	29.03.2013 10:38:40.687	0.03	0.30	2.90	ML	
ARE0	3.74	-	P	E?	29.03.2013 10:38:16.090	-	-	-	-	-
ARE0	3.74	-	S	E?	29.03.2013 10:38:59.881	-	-	-	-	-
JOF	4.65	-	P	E?	29.03.2013 10:38:31.493	-	-	-	-	-
JOF	4.65	-	S	E?	29.03.2013 10:39:24.507	-	-	-	-	-
KLM	7.09	-	P	E?	29.03.2013 10:39:04.716	-	-	-	-	-
KLM	7.09	-	S	E?	29.03.2013 10:40:22.552	0.00	0.49	2.80	ML	
#20130528113603										
Origin time										
29.03.2013	17:48:30.000	Lat	Lon	Depth	Nsta	Region	REG STORFJORDEN-HEER LAND SVALBARD			
77.00	19.46	10.00	3							
Sta	Dist	AZ	Ph	Entry	time	Amp	T	Mag	MagType	
SPA0	1.35	-	P	Ic	29.03.2013 17:48:53.195	-	-	-	-	-
SPA0	1.35	-	S	I?	29.03.2013 17:49:10.522	-	-	-	-	-
KBS	2.46	-	P	E?	29.03.2013 17:49:07.361	-	-	-	-	-
KBS	2.46	-	S	E?	29.03.2013 17:49:37.253	-	-	-	-	-
ZFI2	6.50	-	P	E?	29.03.2013 17:50:07.346	-	-	-	-	-
ZFI2	6.50	-	S	E?	29.03.2013 17:51:18.470	0.00	1.48	2.30	ML	
#20130530121801										
Origin time										
30.03.2013	03:15:16.000	Lat	Lon	Depth	Nsta	Region	REG KNIPOVICH REGION			
75.97	7.25	20.00	2							
Sta	Dist	AZ	Ph	Entry	time	Amp	T	Mag	MagType	
SPA0	2.85	-	P	Ic	30.03.2013 03:15:59.555	-	-	-	-	-
SPA0	2.85	-	S	I?	30.03.2013 03:16:32.762	-	-	-	-	-
ZFI2	9.08	-	P	E?	30.03.2013 03:17:24.164	-	-	-	-	-
ZFI2	9.08	-	S	E?	30.03.2013 03:19:00.788	0.00	1.52	-	-	-

Рис. 2 – Пример регионального каталога, создаваемого на основе данных станций Архангельской сети

Информация, содержащаяся в каталоге, может быть представлена как в текстовом виде, так и в графическом в виде карт эпицентров (рис. 3). С помощью ГИС технологий имеется возможность построения отдельно карт зарегистрированных землетрясений и взрывов, а также сопоставление их с другими ГИС-слоями в различных комбинациях: действующие карьеры, тектонические структуры и разломы, дрейф арктических ледников, различная геофизическая информация и др. Сама по себе карта эпицентров, полученная в результате проводимого мониторинга, содержит в себе уникальную информацию о современной сейсмичности Баренц Евро-Арктического региона.

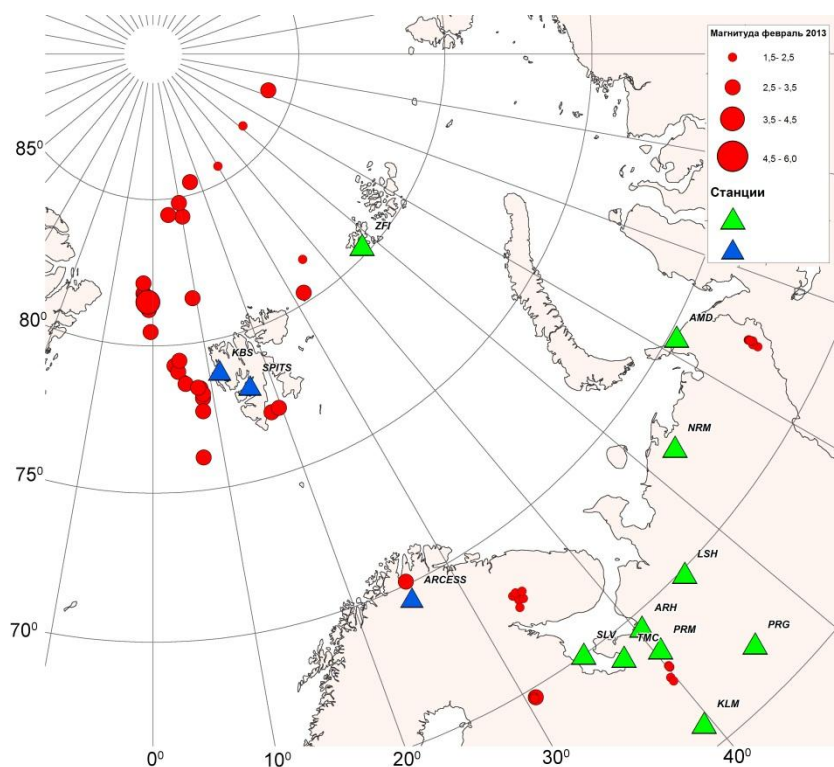


Рис. 3 – Карта распределения эпицентров сейсмических событий, составленная по данным регионального каталога за февраль 2013 года

Следует отметить, что с установкой в Арктике станции ZFI изменились наши представления о региональной и локальной сейсмичности в районе арх. Земля Франца-Иосифа, существенно дополнены знания о сейсмической активности Срединно-Арктического хребта. С точки зрения мониторинга техногенной сейсмичности северо-запада России, региональный каталог улучшил количественные показатели бюллетеня, существовавшего ранее в лаборатории сейсмологии ИЭПС УрО РАН.

Региональный каталог представляет исключительный интерес для изучения современных сейсмических и геодинамических процессов севера Восточно-Европейской платформы и Баренц Евро-Арктического региона. Результаты сейсмологического мониторинга европейского Севера и Арктики по данным Архангельской сети с привлечением других источников представляются в виде многофункциональной научной и информационной основы, позволяющей более эффективно, наглядно и на современном уровне представить и обобщить результаты исследований.

Список литературы.

1. Юдахин Ф.Н., Морозов А.Н., Конечная Я.В. Возможности Архангельской сейсмической сети для мониторинга Арктического региона // Геофизические исследования. Москва: ИФЗ РАН, 2012. Т.13, № 3. С. 74-84.
2. Геофизическая служба РАН, программное обеспечение. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ceme.gsras.ru/soft.htm>
3. Deutsches GeoForschungsZentrumWebDC - Integrated Seismological Data Portal. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://eida.gfz-potsdam.de>
4. Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.iris.washington.edu>

УДК 550.837

**ОБ ИНФОРМАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРАХ В МЕТОДЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ
БЛУЖДАЮЩИМИ ТОКАМИ ТЯГОВОЙ СЕТИ
ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ**

В.С. Вишнев

*Институт геофизики имени Ю.П. Булашевича УрО РАН
620016 г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, Россия*

Abstract. Calculations of profile distributions of the main and additional information parameters of a method of electrical prospecting by wandering currents of the electric railroad are executed. Methodical receptions of their joint interpretation are considered.

В стандартном варианте метода блуждающих токов (МБТ), применяемом на территориях или вблизи шахт и рудников, имеющих откаточные средства на электрической тяге, для геологического картирования и разведки электропроводящих залежей полезных ископаемых, результаты обработки экспериментальных материалов представляют, как правило, в виде графиков величины

$$\psi = \Delta E(\Delta t)_p / \Delta E(\Delta t)_d,$$

где $\Delta E(\Delta t)_p$ и $\Delta E(\Delta t)_d$ – изменения напряженности поля за время Δt , соответственно, в подвижной (рядовой) и неподвижной (базисной или долговременной) приемной линии [5]. Однако профильные и площадные распределения ψ во многих случаях производства геофизических исследований не отвечают требованиям практики электроразведки, так как непригодны для количественного истолкования. Чтобы выявить более подходящие интерпретационные параметры метода, которые бы подошли и при использовании в геологии аperiodического импульсного поля магистральных (междугородних) электрических железнодорожных веток, и – поля электрических железнодорожных веток горнодобывающих предприятий, нами были осуществлены соответствующие теоретические и экспериментальные изыскания [1, 3, 4]. Полученные результаты (кратко) сводятся к следующему:

1. Из совокупности измерений аperiodических импульсных помех, наводимых электрической железной дорогой (ЭЖД) в моменты изменения режимов энергопотребления электровозов, можно выделять однотипные по морфологии пространственного распределения (полезные) сигналы,
2. Источник полезных сигналов достаточно простой и, если использовать только квазиустановившуюся часть их амплитуд, легко поддается математическому описанию,
3. Электрические составляющие импульсного поля ЭЖД в квазиустановившемся режиме зависят от физических свойств (подстилающего рельсовые пути) геологического разреза, а магнитные – (особенно в близко расположенных к железнодорожному полотну пунктах местности) практически от них не зависят, и т.д.

На основе этих исследований был создан новый электроразведочный метод [1, 2], условно обозначенный аббревиатурой МЭПЖД – метод электроразведки полем железной дороги. В нем (на рядовых и базисном пунктах наблюдения) измеряют кроме электрических, еще и магнитные составляющие помех, выделяют однотипные по структуре источника сигналы и преобразуют их в значения кажущегося сопротивления (ρ_k), профильные распределения которых (кривые ρ_k) можно интерпретировать количественно.

В процессе разработки теории метода выявилось большое количество отличающихся от параметра ψ информационных величин, в том числе:

$$c_{k,i} = \frac{G_{jp}}{P_{ip}} \frac{\Delta E_{ip}}{\Delta H_{jp}}, \quad c'_{k,x} = \frac{G_{jd}}{P_{ip}} \frac{\Delta E_{ip}}{\Delta H_{jd}}, \quad F'_i = P_{id} \frac{\Delta E_{ip}}{\Delta E_{id}}, \quad q_i = G_{jp} \frac{\Delta E_{ip}}{\Delta H_{jp}}, \quad q'_i = G_{jd} \frac{\Delta E_{ip}}{\Delta H_{jd}},$$

а также $\gamma_i = \Delta E_{ip} / \Delta H_{jp}$, $\gamma'_i = \Delta E_{ip} / \Delta H_{jd}$, и др., где $i=y, x; j=x, y, z$, (ось x – перпендикулярна, y – параллельна преимущественному простираению железной дороги, z – по вертикали вниз), $c_{k,x}$ – кажущееся сопротивление геоэлектрического разреза по измерениям линией MN вдоль оси x , $c_{k,y}$ – кажущееся сопротивление по измерениям линией MN – вдоль оси y , p – символ рядового, d – базисного пункта, ΔE_{ip} , ΔH_{jd} , ΔH_{jp} – составляющие векторов напряженности электрического и магнитного поля в прямоугольной системе координат, связанной с моделью ЭЖД.

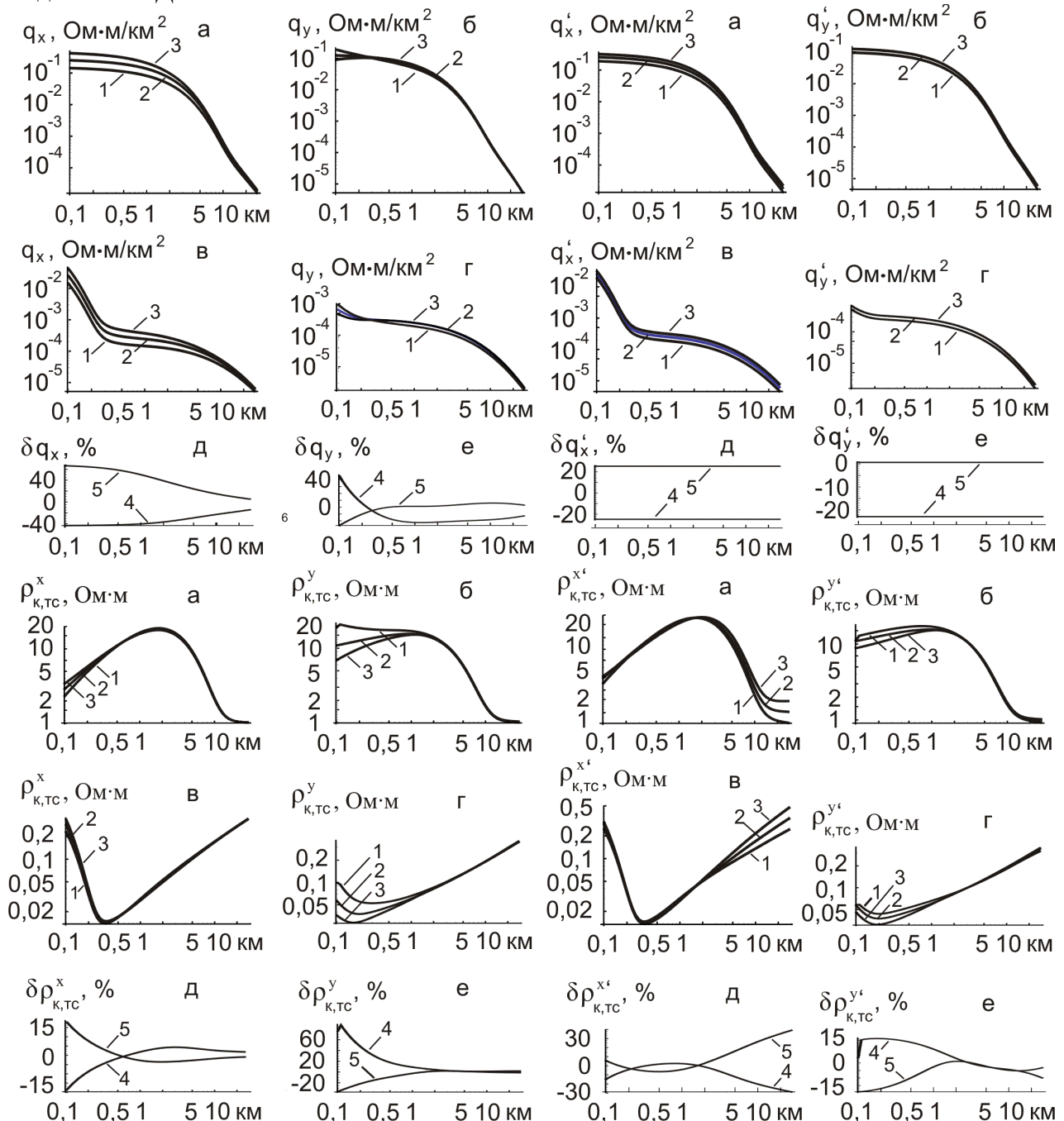


Рис.1. Результаты расчетов профильных распределений основных интерпретационных параметров метода ЭЖД при точном (шифр 2) и неточном (шифр 1, 3) задании модели ЭЖД: а, б – для трехслойного геоэлектрического разреза типа «К»; в, г – для трехслойного геоэлектрического разреза типа «Н»; д, е, - графики погрешностей этих распределений под действием модельных ошибок (шифр 4 – при отрицательных значениях модельных ошибок, шифр 5 – при положительных значениях модельных ошибок); тс – тяговая сеть.

Доклад посвящен выяснению их интерпретационных возможностей.

Параметры $c_{k,x}$, $c_{k,y}$, $c'_{k,x}$, $c'_{k,y}$, как было установлено в работе [2], находятся действием умножения полезных сигналов ($\Delta E_i/\Delta H_j$), выделяемых из совокупности измерений импульсных помех от тяговой сети железной дороги, на величины G_j/P_i , играющие роль коэффициентов электроразведочной установки. При точном задании модели источника метода ЭПЖД графики $c_{k,x}$, $c_{k,y}$, $c'_{k,x}$, $c'_{k,y}$ отражают только особенности геоэлектрического разреза, при неточном—еще и модельные несоответствия, влияние которых распределяется по профилю наблюдения неравномерно, и искаженные участки кривых $c_{k,x}$, $c_{k,y}$, $c'_{k,x}$, $c'_{k,y}$ легко принять за локальные аномалии. Чтобы выяснить, отличаемы ли их модельные искажения от истинных аномалий, было выполнено соответствующее математическое моделирование. Оно показало, что распределения модельных погрешностей $c_{k,x}(x)$, $c_{k,y}(x)$, $c'_{k,x}(x)$, $c'_{k,y}(x)$, $q_i(x)$ вдоль профилей наблюдения представляют собой извилистые линии, а распределения модельных погрешностей $q'_i(x)$, $F'_i(x)$ —прямые, параллельные оси абсцисс (рис.1).

Следовательно, сравнивая кривые $c_{k,i}$, $c'_{k,i}$, q_i и F'_i , q'_i , можно увидеть, какие части $c_{k,i}$, $c'_{k,i}$, q_i рассчитаны неточно и требуют корректировки.

То есть, использование параметров F'_i , q'_i (и, очевидно, γ_i , γ'_i) способствуют правильному выделению участков аномального поведения полезного сигнала МЭПЖД на местности и на кривых $c_{k,i}$, $c'_{k,i}$, q_i , пригодных как для качественной, так и для количественной интерпретации.

Литература

1. *Вишнев В.С.* Приемы полевых и камеральных работ в методе электроразведки блуждающими токами тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. УрО РАН: Екатеринбург. 2012. № 2 (20). С. 14 - 30.
2. *Вишнев В.С.* Об использовании поля токов тяговой сети электрической железной дороги для электроразведки // Электрические исследования на Урале. Свердловск, 1989. С. 2 – 27. Деп. в ВИНТИ № 4380 – в 89.
3. *Вишнев В.С., Дьяконова А.Г., Хачай О.А.* Опыт электроразведки верхней части земной коры Урала полем тяговой сети электрифицированной железной дороги // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 12. С. 122 – 127.
4. *Вишнев В.С., Дьяконова А.Г., Журавлева Р.Б.* Результаты расчета и анализа электрического и магнитного поля блуждающих токов тяговой сети железной дороги. Екатеринбург, 1998, 11 с. Деп. в ВИНТИ № 67 – В98.
5. Инструкция по электроразведке. – Л.: Недра, 1984, 352 с.

УДК550.837

**РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРОБОВАНИЯ МЕТОДА ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ С
ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПОЛЯ-ПОМЕХ ЭЛЕКТРИФИЦИРОВАННОЙ ЖЕЛЕЗНОЙ
ДОРОГИ**

В.С. Вишнев, А.Г. Дьяконова, О.В. Сурина
sur2004@inbox.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. The model of a friendly signal source of the interference field from electric railways is developed. The technical approaches, allowing to allocate the same source structure signals are described. The formula converting these signals into values of the apparent resistance is presented. Results of experimental research by the example of a branch line Troitsk – Kartaly are considered.

Электрифицированные железные дороги (ЭЖД) являются мощным источником электромагнитных полей-помех, препятствующих проведению исследований с помощью традиционных методов электроразведки. Их влияние ощущается на расстоянии десятков километров от ЭЖД (в зависимости от удельного электрического сопротивления верхнего слоя разреза). Впервые использование полей-помех было осуществлено при картировании электропроводящих объектов методом блуждающих токов (БТ) на горнодобывающих предприятиях [1, 2].

Методика полевых работ в предложенной модификации электроразведки отличается от стандартного метода блуждающих токов. Вначале выбирается участок железнодорожного полотна, где изменение режима движения локомотивов неизбежно (ускорение, торможение, остановка и др.). В пределах видимости этого участка оборудуется базисный пункт, на котором регистрируются время прохождения и направление движения электровозов по выбранному участку рельсового пути. Синхронные измерения поля-помех в базисном и рядовых пунктах предусматривают запись электрических и магнитных составляющих. Обработка полевых материалов включает выделение однотипных по структуре источника “полезных” сигналов и их перерасчет в значения ρ_k . Детально методологические аспекты предложенной модификации электроразведки изложены в работе [3], сущность которых сводится к идентификации источника “полезных” сигналов из всего многообразия поля-помех. Анализ результатов численного моделирования показал, что несмотря на сложное строение тяговой сети ЭЖД, нормальное поле горизонтальных магнитных (H_x , H_y) и электрических (E_x , E_y) составляющих изучаемого сигнала на расстояниях свыше 1-2 км от ЭЖД создается только токами утечки железнодорожного полотна и может быть использовано в качестве носителя информации о геоэлектрическом строении среды [4]. Вертикальная же составляющая магнитного поля (H_z), связанная с токами рельсов и контактной подвески, практически не зависит от геологического разреза.

Эксперимент по изучению импульсных помех от ЭЖД выполнялся на отрезке железной дороги Троицк-Карталы (Южный Урал) двумя магнитотеллурическими станциями с измерениями пяти компонент поля (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z). Одна – базисная станция, располагалась на расстоянии 0,7 км от железнодорожного полотна – мост через реку В. Тогузак (п. 23 на рис. 2 б), другая – по профилю, соединяющему п. Бородиновка на западе и п. Алексеевка на востоке.

При обработке экспериментальных материалов производилось сопоставление данных базисного и каждого из рядовых пунктов. По меткам временных каналов станций и записям полевого журнала выделялись импульсы, соответствующие моментам прохождения поездов по ЖД мосту, и снимались амплитуды компонент электромагнитного поля-помех. Вычислялись отношения взаимно перпендикулярных составляющих импульсов базисного пункта (E_x/E_y , H_x/H_y) и строились графики (гистограммы) их распределений (рис. 1 а, б). Из рисунка видно, что каждая гистограмма имеет четко выраженный максимум, образованный одними и теми же импульсами, т.е. имеют единый по своим структурным характеристикам источник. Чтобы привести импульсы к одинаковой интенсивности источника, для каждого

рядового пункта строились графики зависимостей $|E|(H)$ для различных компонент поля (рис. 1 в). Линейная зависимость между E и H свидетельствует о том, что источник поля электромагнитных импульсов, как по структуре, так и по интенсивности один и тот же. Выделенные таким образом “полезные” сигналы пересчитывались в значения ρ_k^{xy} в каждом пункте профиля (рис. 2 б). Здесь же, для сопоставления приведены определения ρ_k по другим методам электроразведки ВЭЗ [5] и ρ_k^{xy} (H-поляризованное поле) по данным МТЗ в п. 337.

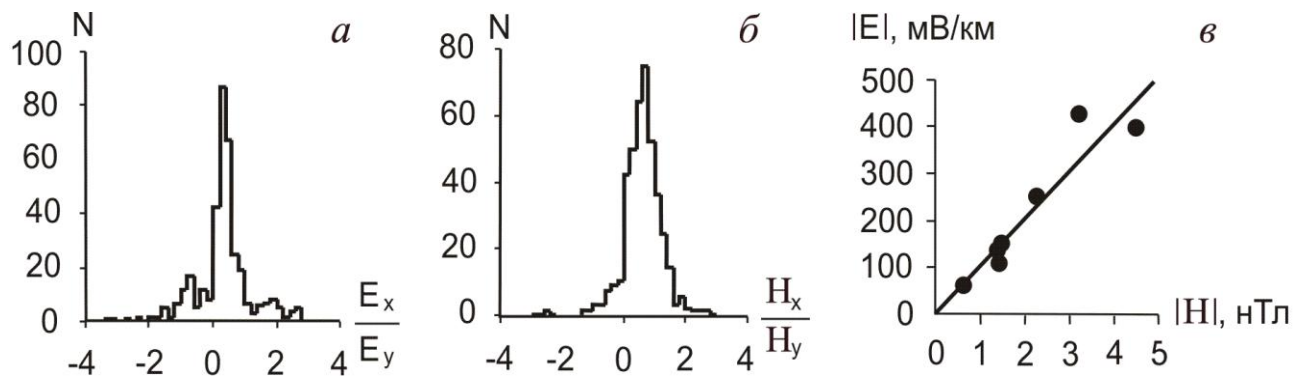


Рис.1. Результаты обработки экспериментальных данных

Гистограммы отношений электрических (а) и магнитных (б) составляющих поля помех; (в) – пример выделения полезного сигнала от ЭЖД; N – число импульсов, входящих тот или иной интервал отношений E_x/E_y (H_x/H_y)

Анализ результатов электроразведки разработанным методом совместно с фрагментом карты структурно-тектонического районирования Урала под редакцией И.Д. Соболева и др. [6], показывает, что все выделенные на земной поверхности геологические особенности строения верхней части коры находят свое подтверждение в графике ρ_k (рис. 2 а, б). Согласно профильному распределению ρ_k на рассматриваемой территории возможно выделить 2 блока: 1 – высокоомные палеозойские образования складчатого Урала, выходящие на земную поверхность ($\rho_k \sim 1000$ Ом·м и более) и 2 блок – где эти породы перекрыты осадочными, террегенно-осадочными и, возможно, эффузивно-осадочными образованиями с сопротивлением $20 \div 250$ Ом·м. Этот блок в данном сечении совпадает с региональной Карталинской зоной повышенной проводимости (“шовная” зона) оконтуривающей Урал с востока [7]. Полученные значения ρ_k в п. 34 (≈ 100 Ом·м) и привлеченные значения суммарной продольной проводимости верхнего слоя по данным МТЗ позволяют оценить глубину залегания палеозойского фундамента в этой зоне ~ 6 км, что согласуется с данными ГСЗ по Троицкому профилю [8]. Наряду с вещественным составом пород в графике ρ_k находят отражение зоны нарушенности, связанные с повышенной пористостью и трещиноватостью пород, а также глубинные разломы, выделенные по другим геолого-геофизическим данным [9, 10].

Таким образом, в рамках настоящих исследований предложена методология выделения “полезных” сигналов полей-помех электрифицированной железной дороги, представлены аналитические выражения, позволяющие получать количественные оценки электрического сопротивления горных пород (ρ_k). Описаны результаты опытного эксперимента в варианте профилирования с удалением от ЭЖД на значительные расстояния. Получена важная информация о расслоенности геоэлектрического разреза верхних горизонтов коры, которая наряду с вещественным составом пород характеризует степень пористости, трещиноватости, нарушенности (проницаемости) среды, заполненной флюидами, оказывающими существенное влияние на изменение электрического сопротивления горных пород, по крайней мере, до тех глубин, где имеются открытые трещины, содержащие растворы, гидродинамически связанные с поверхностными водами. Разработанная методика позволяет получать кондиционные материалы в неблагоприятных для традиционных методов электроразведки условиях.

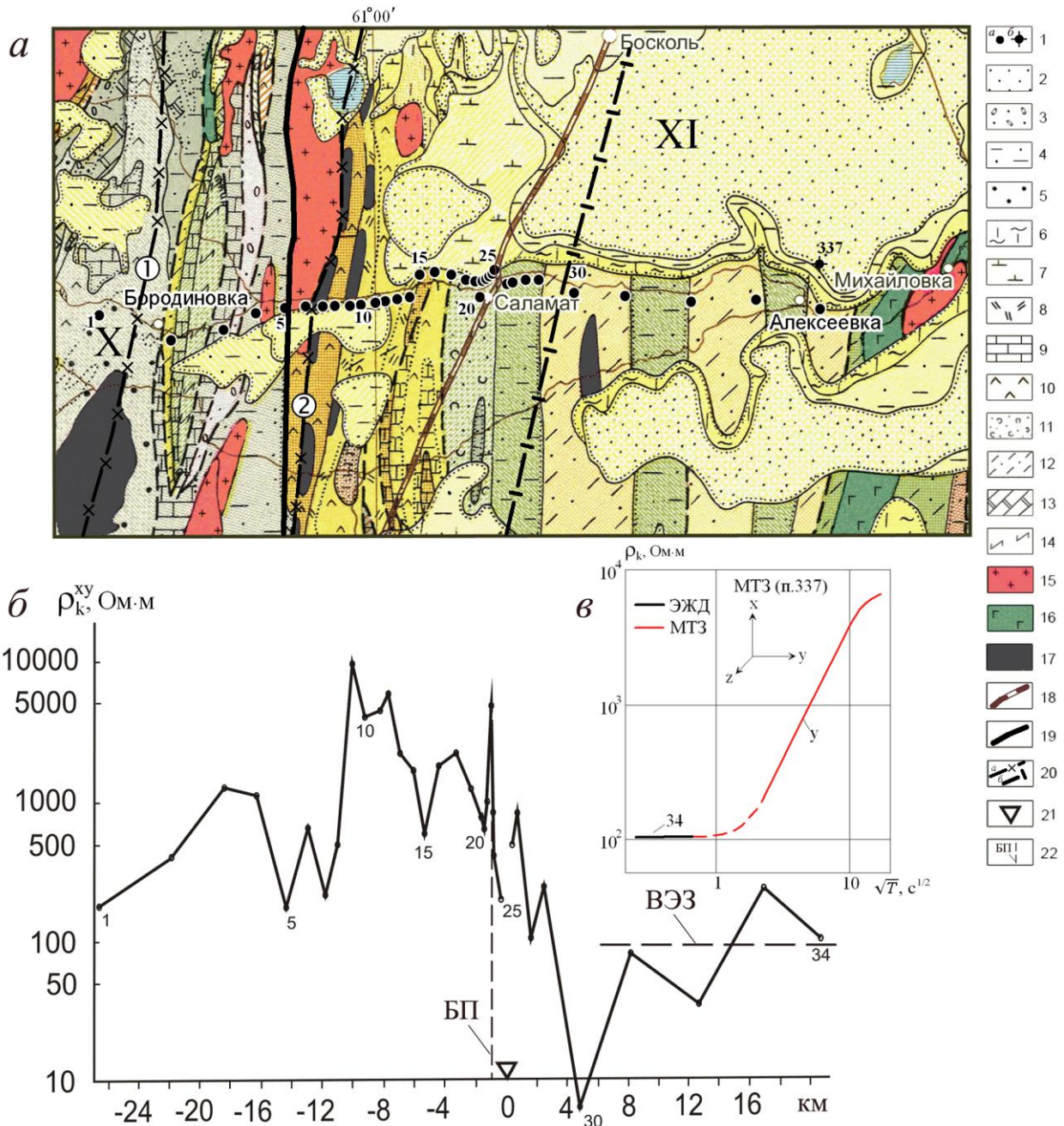


Рис. 2. Фрагмент схематической геологической карты домезозойского складчатого фундамента Урала с расположением пунктов электромагнитных исследований [6] – а, результаты определения ρ_k по данным метода БТ – б, сопоставление результатов определения ρ_k с помощью методов БТ-МТЗ

Подписи к рис. 2: 1– пункты наблюдений методами: а - БТ, б - МТЗ; 2– пески и алевриты; 3– конгломераты и песчаники; 4– глины, песчаники, алевролиты, аргиллиты и сланцы глинистые, углисто-кремнисто-глинистые; 5– угленосные толщи: песчаники, различные парасланцы, гравелиты, конгломераты; 6– опоки с прослоями песчаников, алевролитов, опоквидные глины; 7– диатомиты, глинистые диатомиты; 8– яшмы, кремнистые сланцы; 9– известняки; 10– базальты, диабазы, андезито-базальтовые, базальтовые порфириды их туфы, туфобрекчии, туффиты, туфопесчаники; 11– осадочно-вулканогенные толщи: туфы разного состава, туфопесчаники, кремнистые и глинистые сланцы; 12– филлито-кварцитовые толщи: углисто-кремнисто-глинистые парасланцы, кварцито-песчаники, зеленые сланцы; 13– мраморы; 14– сланцы разного состава, гнейсы; 15– граниты, плагриграниты, гранодиориты; 16– габбро-диабазы, интрузивные диабазы; 17– сильно серпентинизированные ультрабазиты, серпентиниты; 18– железнодорожные пути; 19– граница структур I порядка: X - Восточно-Уральский прогиб, XI - Зауральское поднятие; 20– зоны глубинных разломов (а): ① - Успенско-Павловский, ② - Джетыгаринский, (б): выделенный по геолого-геофизическим данным [9]; 21– пересечение ЭЖД с профилем наблюдения (мост через реку); 22– базисный пункт.

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

Исследования проводились при поддержке программы фундаментальных исследований по УрО РАН (№ 12-Т-5-1020).

Список литературы

1. Березин Г.И., Семенов М.В. Об использовании полей блуждающих токов для электроразведки флангов разрабатываемых месторождений // Методика и техника разведки. 1973. № 86. С. 69-76.
2. Якубовский Ю.В. Электроразведка. М.: Недра, 1980. 384 с.
3. Вишнев В.С. Результаты математического моделирования электроразведочного сигнала, выделяемого из импульсных помех от тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2007. № 2, 3 (11, 12). С. 35-47.
4. Вишнев В.С. Приемы полевых и камеральных работ в методе электроразведки блуждающими токами тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2012. №2. С. 14-30.
5. Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. Геоэлектрические особенности строения земной коры и верхней мантии Южного Урала // Геология и геофизика. Т. 48. №10. 2007. С. 1086-1095.
6. Геологическая карта Урала масштаба 1:500000, лист 18. Главный редактор Соболев И.Д. М.: 1979. 24 листа.
7. Дьяконова А.Г., Иванов К.С. Тектоническая природа региональных зон повышенной электропроводности Урала по данным электромагнитных исследований // Геофизика XXI столетия: 2002 год. М.: Научный мир, 2003. С. 96-101.
8. Дьяконова А.Г., Дружинин В.С., Тиунова А.М., Вишнев В.С. Характеристика нарушения земной коры Уральского региона по электромагнитным и сейсмическим данным // Геология и геофизика. № 11. 1994. С. 118-124.
9. Огарин И.С. Строение и районирование Земной коры Южного Урала. М.: Наука, 1973. 85 с.
10. Геология СССР том XII, часть I, книга 2. М.: Недра, 1969. 302 с.

УДК [550.83:550.814:551.2:552.3:553.4](571.61/62)

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА МАССИВЕ КОНДЕР

Т.В. Володькова

tat-volodkova@yandex.ru, volodkova@itig.as.khb.ru

Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Массив Кондер – уникальный по генезису, морфологии, рудоносности и другим особенностям объект, находится в краевой северо-восточной зоне рифтов и расколов Сибирской платформы. С этой зоной, длительно тектонически активной, связана цепь горячих точек, в ареалах которых выявлены крупные и уникальные месторождения, в том числе, месторождение россыпной платины Кондер. Морфологически Кондер имеет идеально округлую форму лунного цирка и относится к группе расслоенных массивов ультраосновного-щелочного состава. Он сформирован в течение нескольких геологических эпох, из которых большинством авторов признаются раннерифейская и мезозойская. С раннерифейской эпохой связано формирование дунитового ядра, по периферии отороченного зоной клинопироксенитов кольцевой формы [2]. Из всех магматических комплексов (МК) Кондера, дуниты (мелкозернистые - гигантозернистые) максимально специализированы на платину; наиболее перспективными считались дунит-пегматиты [2]. В мезозое массив Кондер был интенсивно проработан процессами плюмового метасоматоза и магматизма повышенной щелочности, производные которых сосредоточены, в основном, во внешней кольцевой зоне. Среди мезозойских пород повышенной щелочности особо распространены субщелочные кварцевые диориты и монцодиориты, щелочные сиениты, косьвиты. В меньшей степени процессами щелочного магматизма и метасоматоза проработано центральное дунитовое ядро массива, хотя именно здесь отмечается крупное тело косьвитов и штокверк титан-магнетит-амфибол-клинопироксеновых метасоматитов.

В 80-х годах XX века массив Кондер был покрыт аэрогеофизической съемкой масштаба 1:50000; на карте магнитного поля четко выделяется внешнее кольцо частично проработанных мезозойскими процессами клинопироксенитов и мезозойских МК повышенной щелочности [2]. К сожалению, данные аэрогаммаспектрометрии не использовались вообще, в связи с расхожим мнением о крайне низкой радиоактивности пород основного-ультраосновного состава, преобладающих на Кондере. Следует заметить, что широкое развитие метасоматоза и магматизма повышенной щелочности резко повышает радиоактивность МК и контрастность связанных с ними аномалий. При анализе данных аэромагниторазведки совершенно не учитывалось, что в связи с крупными масштабами метасоматоза степень окисленности пород (значения фугитивности кислорода) могли резко варьировать и влиять на значения магнитной восприимчивости. Также был сделан вывод, что процессы мезозойской активизации не концентрировали проявления рудной платины, а скорее, разрушали их [2]. Автор считает роль мезозойских процессов явно недооцененной и делает попытку переинтерпретации аэрогеофизических данных. С этой целью автором построены и использованы карты отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) и собственные разработки [1], а также геологические карты. На основе этих данных, была построена схема распределения метасоматитов на массиве Кондер (рис.1).

На рис.1, кроме ареалов полнопроявленных метасоматитов (степень изменения $\geq 50\%$) даны участки развития измененных клинопироксенитов; они хорошо коррелируются с зонами интенсивного (более 500-1000 нТл) магнитного поля и развития по геологическим данным измененных ультрамафитов. Хорошее совпадение характеристик магнитного поля (магнитной восприимчивости) и значений отношений ЕРЭ говорит о том, что значительные вариации фугитивности кислорода (степени окисленности) хорошо коррелируются с разными типами метасоматоза.

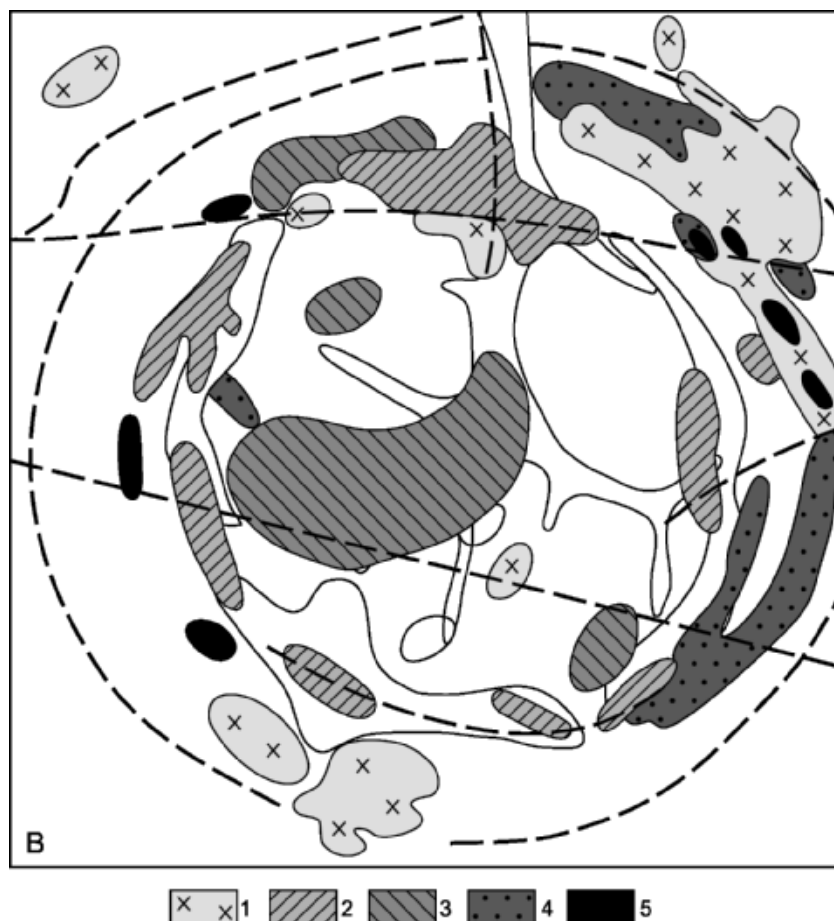


Схема интерпретации щелочных МК и метасоматитов Кондера (В) по картам отношений ЕРЭ (сеть изолиний разрезена): 1 – кварцевые субщелочные диориты, сиенито-диориты, 2 – зеленые оливин-диопсидовые метасоматиты, 3 – штокверк титаномagnetит-биотит-клинопироксеновых метасоматитов (или косъвиты), 4 – полевошпат-пироксеновые метасоматиты, 5 – скарны. Штриховой линией показаны кольцевые и радиальные разломы, сплошной линией – участки развития мезозойских изменений и долина р.Кондер.

Таблица 1. Средние значения магнитной восприимчивости и отношений ЕРЭ магматических комплексов и метасоматитов массива Кондер

Тип изменений	Характеристики магнитной восприимчивости $X, 1,3 \cdot 10^{-5}, \text{СИ}$	Характеристики отношений ЕРЭ					
		Неизмененные породы, фон (для МК) Метасоматиты ($\geq 50\%$)			Измененные породы (<50%)		
		U/Th	K/Th, 10^{+4}	U/K, 10^{-4}	U/Th	K/Th, 10^{+4}	U/K, 10^{-4}
Кондерский комплекс							
Дуниты	76 – 525	0,3-0,45	0,3-0,4	1,5-2,0			
Дунит-пегматиты	206-2370	0,3-0,55	0,3-0,4	1,5-2,0			
Клинопироксениты	42 – 548 3960-29000	0,3-0,45	0,2-0,4	1,5-2,0			
Алданский комплекс							
Субщелочные кварцевые диориты, монцодиориты, сиенодиориты	18 – 455, реже 2450	0,5-0,8	0,4-0,9	0,5-1,0			

Метасоматиты							
Штокверк титано-магнетит-биотит (амфибол)-клинопироксеновых метасоматитов	19100	0,15-0,30 много ниже фона	0,2-0,4 много ниже фона	2,25-3,0 до 4 много выше фона			
Оливин-диопсидовые метасоматиты	20	слабо пов.фон до 0,45	0,3-0,6 до 1,35 много выше фона	2,25- 10,0 много выше фона	фон	выше фона 0,45- 0,70	1,75- 2,5 выше фона
Полевошпат-пироксеновые метасоматиты	24	фон	0,10-0,40 много ниже фона	0,75-1,0 много ниже фона	фон	ниже фона	ниже фона

Примечание. Характеристики скарнов определены неточно и не приводятся.

С использованием средних значений отношений ЕРЭ, автором получены тренды магматизма [1]. Они пригодны для большинства МК юга Дальневосточного региона России и позволяют определять геодинамическую природу этих комплексов по величине уран-калиевого критерия. С учетом этих данных, породы кондерского комплекса с величинами $1,5 < U/K < 2,0$ относятся к субдукционному и предколлизийному этапу; породы алданского МК с характеристиками $U/K \ll 1,0$ возникли в постколлизийной (внутриплитной) обстановке. По-видимому, мезозойские процессы щелочного магматизма и метасоматоза, взаимодействуя с породами кондерского комплекса, вели к повышению их магнитной восприимчивости. Например, клинопироксениты кондерского комплекса четко делятся на две группы: относительно слабомагнитные (слабоизмененные) и обладающие высокой магнитной восприимчивостью (измененные). Видно, что дунит-пегматиты, которые характеризуются наиболее высокими содержаниями платины, обладают относительно повышенной магнитной восприимчивостью. По-видимому, их становление связано с завершающими стадиями развития дунитового ядра. Тем не менее, для большинства полнопроявленных метасоматитов типично резкое падение магнитной восприимчивости и, соответственно, повышение степени окисленности (табл.1). Вероятно, в краевой зоне массива Кондер, где сконцентрирована основная часть производных мезозойского щелочного магматизма и метасоматоза, отмечаются резкие скачки степени окисленности. Такие зоны могли играть роль барьеров и влиять на магматические и рудоносные процессы.

Литература:

1. Володькова Т.В. Тренды отношений радиоактивных элементов и природа магматогенных месторождений Приамурья // Литосфера. 2012. №2. С.67-89.
2. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. 1994. М.: Наука, 170 с.

УДК 550.380

**ПРОГРАММНЫЙ ПАКЕТ ДЛЯ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ВАРИАЦИЙ
ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ, ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ И
ЗАПИСЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ**

Е.В. Воронцова

vorontsova@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, Кыргызстан

The software package for complex analysis variations of the natural electromagnetic fields, total electron content and recordings of the seismic waves allows quickly collect the information about the state of the ionosphere before and after the earthquake, to evaluate level of the geomagnetic disturbance and the response of the geoenvironment on it, investigate the seismoelectric and electroseismic effects, and escaped with a the consistent filtration the microseismic pulses before the earthquake. That provides for researchers the opportunity to find seismo-ionospheric precursors and responses to earthquakes of various magnitudes.

Введение

В настоящее время лабораторией комплексных исследований проводится мониторинг различных геофизических полей: сейсмического, геомагнитного, и естественного электрического поля на нескольких стационарных и передвижных станциях. В результате объем ежедневно получаемой информации составляет десятки файлов в различных форматах и с различной частотой дискретизации данных. Это представляет определенные трудности для своевременного и быстрого комплексного анализа полученных данных. Поэтому возникла необходимость для разработки программного пакета, который автоматизировал бы часть операций, и кроме того позволял использовать для анализа не только данные, полученные сотрудниками Научной станции РАН в г. Бишкеке, но и использовать для анализа данные из открытых источников интернета, таких как: сейсмологический каталог NEIC, данные наблюдений GPS-сети IGS и геомагнитных обсерваторий сети INTERMAGNET.

Функционал программного комплекса

Программный комплекс реализован на языке пакета MatLab и выполняет следующие функции:

Первичный сбор и подготовка данных

1. Доступ к базам данных различных геофизических измерений – по локальной сети и по сети интернет.

Для локальных данных:

2. Формирование каталога сейсмических событий.

3. Конвертирование и вырез волновых файлов для каждого сейсмического события заданной длины.

4. Конвертирование и вырез записей естественного электрического поля.

5. Получение данных наблюдений на локальных станциях GPS-сети IGS в формате RINEX, конвертирование и расчет вариаций TEC.

Для данных, полученных из глобальной сети:

6. Выборка и обновление сейсмологического каталога NEIC.

7. Выбор для анализируемого землетрясения из каталога NEIC станций GPS-сети IGS в радиусе до 2000 км., скачивание суточных файлов наблюдений в формате RINEX, конвертирование и расчет вариаций TEC.

Визуализация и комплексный анализ

1. Вывод карты с указанием эпицентра землетрясения, станциями сети KNET (рядом с названием указывается расстояние до эпицентра) и выбранными для анализа станциями сети IGS.

2. Совместный просмотр данных с нескольких станций, чтобы исключить из анализа записи с различными помехами и браком.

3. Выбор сейсмической станции и канала для дальнейшего анализа, вывод моментов вступления Р- и S- волны, а также расчетных вступлений для станций наблюдений за естественным электрическим полем.

4. Расчет Фурье-спектра, фильтрация данных в заданном диапазоне, согласованная фильтрация.

5. Совместная визуализация вариаций ТЕС, вариаций геомагнитного поля и естественного электрического поля.

Кроме того, в программном комплексе реализованы функции расчета модельного значения ПЭС IRI-2011 (The International Reference Ionosphere model) и расчет скорости перемещения ионосферного возмущения (ИВ) по данным с нескольких GPS-приемников.

Сравнение рассчитанного значения ПЭС с моделью IRI-2011 показывает высокую корреляцию, однако, модель IRI-2011 в основном отражает суточный ход концентрации электронов, и не чувствительна к короткопериодным вариациям.

Для приемников, расположенных на расстоянии R друг от друга, расстояние, пройденное ИВ в ионосфере равно $R_{ion} \approx R \cdot (h_{orb} - h_{max}) / h_{orb}$, где h_{orb} – высота орбиты спутника, h_{max} – высота максимума концентрации электронов. Принимая средние значения $h_{orb} = 20000$ км, $h_{max} = 300$ км, получим, что $R_{ion} \approx 0.985R$. Тогда скорость перемещения ИВ равна $v \approx 0.985R / \Delta t$, где Δt – время между наблюдениями ионосферного возмущения. Расчет скорости перемещения ионосферного возмущения во время сильной геомагнитной бури показан на примере станций POL2 (42.68 с.ш., 74.69 в.д.) и CHUM (42.99 с.ш., 74.75 в.д.). Вариация ТЕС и полного вектора геомагнитного поля T представлены на рис. 1, длиннопериодные тренды убраны. Вариации TEC_{POL2} и TEC_{CHUM} расходятся во времени, причем время запаздывания Δt различное. Для t_A и t_B $\Delta t = 5.5$ мин., $R = 35.7216$ км, отсюда $v \approx 0.985R / \Delta t \approx 106.623$ м/с. Аналогичные расчеты для вариаций TEC_{CCJ2} (27.09 N, 142.18 E) и TEC_{SHAO} (31.09 N, 121.20 E) после землетрясения Тохоку $\Delta t = t_B - t_A = 12.5$ мин, $R = 2000$ км, дают скорость $v \approx 0.985R / \Delta t \approx 2626$ м/с, что демонстрирует различный характер и физическую природу наблюдаемых вариаций.

Заключение

Таким образом, использование программного комплекса позволяет быстро собрать информацию о состоянии ионосферы до и после землетрясения, оценить уровень геомагнитного возмущения и отклик геосреды на него, исследовать сейсмоэлектрический и электросейсмический эффекты, а также выделять с помощью метода согласованной фильтрации микросейсмические импульсы до землетрясения. Алгоритмы и код программного комплекса в целом универсальны и могут использоваться не только для территории Бишкекского геодинимического полигона, но и для любой территории земного шара, что предоставляет исследователям широкие возможности по поиску сейсмоионосферных предвестников и откликов для землетрясений различных магнитуд. Отметим, что наиболее сильные землетрясения в нашем регионе Суусамырское (19.08.1992г.) и Луговое (22.05.2003г.) имели магнитуду М7.2 и М5.7 соответственно, тогда как ежегодно во всем мире происходят землетрясения с магнитудой до М9 (например, землетрясение Тохоку 11.03.2011г.).

Результаты работы программного комплекса будут показаны на примерах рабочих окон. Кроме того будут приведены результаты комплексного анализа вариаций ТЕС и вариаций геомагнитного поля, полученных с помощью описываемого комплекса для Нуринского землетрясения (5.10.2008г.), землетрясения Тохоку (11.03.2011г.) и сильной геомагнитной бури 13-15 декабря 2006.

Автор выражает свою благодарность научным руководителям Брагину Виталию Дмитриевичу и Ружину Юрию Яковлевичу.

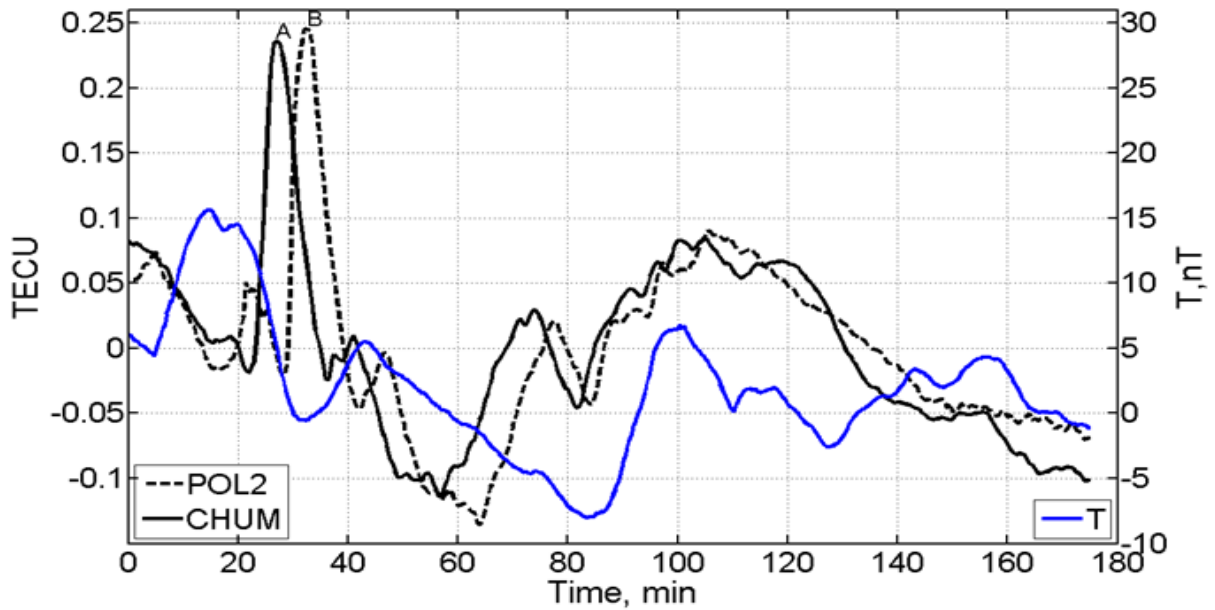


Рис.1. Вариация ТЕС и полного вектора геомагнитного поля Т во время сильной геомагнитной бури 13-15 декабря 2006г.

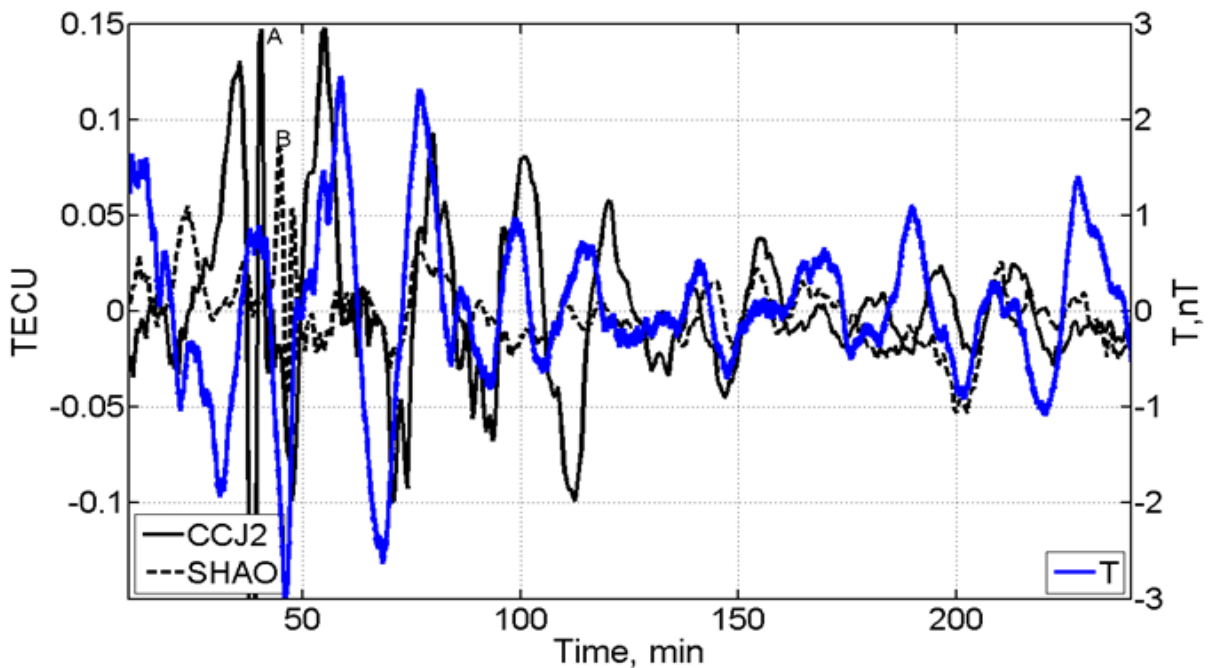


Рис.2. Вариация ТЕС и полного вектора геомагнитного поля Т после землетрясения Тохоку 11 марта 2011г.

Литература.

1. Афраймович Э.Л., Татаринев П.В. Восстановление полного электронного содержания по данным двухчастотного GPS-приемника, установленного на борту низкоорбитального искусственного спутника Земли // Солнечно-земная физика. 2005. № 7. С. 49-52.
2. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во Ленингр. Университета. 1978. 592с.

УДК 550.832.3:550.384

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ ПОРОД СЕВЕРНОГО УРАЛА

*В.Н. Глазнев (glaznev@geol.vsu.ru), П.П. Горских, В.И. Жаворонкин, А.Ю. Котов
Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия*

Examines data on residual magnetization of skarn-magnetite rocks of the North Ural area. The opposite direction of the residual magnetization in the basic rocks have been set.

Объектом нашего исследования являются силурийские вулканогенно-осадочные породы андезито-базальтового состава, слагающие относительно мощные покровы в центральной части Северного Урала [1]. Породы вулканогенно-осадочного комплекса, подверженные интенсивному контактовому метаморфизму и метасоматозу, являются вмещающими для формирования типичных скарново-магнетитовых руд. За счёт процессов метаморфизма в изменённых породах проявлена вкрапленная и прожилково-вкрапленная сульфидизация, представленная пиритом, халькопиритом, пирротинном и сфалеритом. Собственно скарново-магнетитовые рудные тела, главным рудным минералом которых является магнетит, представляющие полого залегающие пластообразные и линзообразные залежи [2], образованы по туфам андезито-базальтовых порфиритов и известнякам в зоне экзоконтактов массива гранодиоритов.

Основной задачей исследования было изучение петромагнитных свойств вулканогенно-осадочных пород, с целью дальнейшего использования этих характеристик для интерпретации магнитометрических данных и построения наиболее достоверных геофизических моделей рудных объектов. Принципиально важным в нашем исследовании явилось изучение величины и направления вектора остаточного намагничивания для скарново-магнетитовых пород, которые ранее не были охарактеризованы по этому параметру. В работе [3] ранее отмечалось, что для магнетитсодержащих пород Северного Урала величина коэффициента Кёнигсбергера может достигать 10, однако направление вектора остаточного намагничивания при этом не исследовалось. Для решения этого вопроса были отобраны пространственно ориентированные и геологически привязанные образцы пород на двух участках геофизических работ, проводившихся в рамках Федеральной целевой программы «Урал Промышленный – Урал Полярный» в 2009-2011 годах [4, 5].

Первый из этих участков расположен на площади рудного поля скарново-магнетитового месторождения «Второй Северный рудник», которое является типичным экзоконтактовым, контактово-метасоматическим месторождением железных руд. Месторождение приурочено к зоне контакта Петропавловского интрузивного массива с силурийской вулканогенно-осадочной толщей, сложенной порфиритами андезитового и андезитобазальтового состава, а также их туфами с подчинёнными прослоями известняков. Ориентированные образцы были взяты из вмещающей толщи андезитобазальтов на западном фланге месторождения при проходке канав. Элементы залегания пород замерялись с помощью горного компаса непосредственно в точках отбора. Координаты точек отбора первой группы образцов, определённые по GPS, составляют: 59°57'00" в.д., 61°37'50" с.ш.

Второй участок отбора образцов расположен примерно в 20 км южнее месторождения «Второй Северный рудник». Ориентированные образцы горных пород здесь также были отобраны при проходке канав, заложенных для заверки выявленных магнитных аномалий. Отобранные образцы относятся к габброидам обогащённым, в различной степени, магнетитом. Элементы залегания пород замерялись с помощью горного компаса непосредственно в точках отбора. Координаты точек отбора второй группы образцов, определённые по GPS, составляют: 59°56'20" в.д., 61°28'15" с.ш.

Измерения магнитных характеристик отобранных образцов выполнялись в петрофизической лаборатории Воронежского госуниверситета. Из отобранных массивных полевых образцов пород выпиливались кубики с сохранением ориентировки граней распила относительно измеренных элементов залегания пород в местах отбора образцов. Всего было

подготовлено 22 образца изометричной формы с размерами граней около 5 см. Для измерений относительно высокомагнитных образцов пород использовался астатический магнитометр МА-21 (заводской № 229). Точность определений магнитных характеристик, полученная по данным контрольных измерений на 6-ти образцах, составила примерно 4 %.

Детальные результаты измерений параметров остаточной намагниченности для изученных образцов пород показаны в нижеследующей таблице, где образцы с номером, начинающимся с 1 относятся к первому участку отбора проб, а номером 2 – ко второму участку. Заметим, что авторами сообщения ранее были проведены исследования взаимоотношений компонент остаточной и индуктивной намагниченности [6], которые показали определённую специфику поведения остаточной и индуктивной компонент в зависимости от содержания магнитного рудного материала. Эти результаты, соответствующие общей тенденции для магнетитсодержащих пород [7], позволили выявить две разновидности пород региона, обладающие разным значением фактора Q .

Характеристики вектора остаточной намагниченности для пород участков 1 и 2

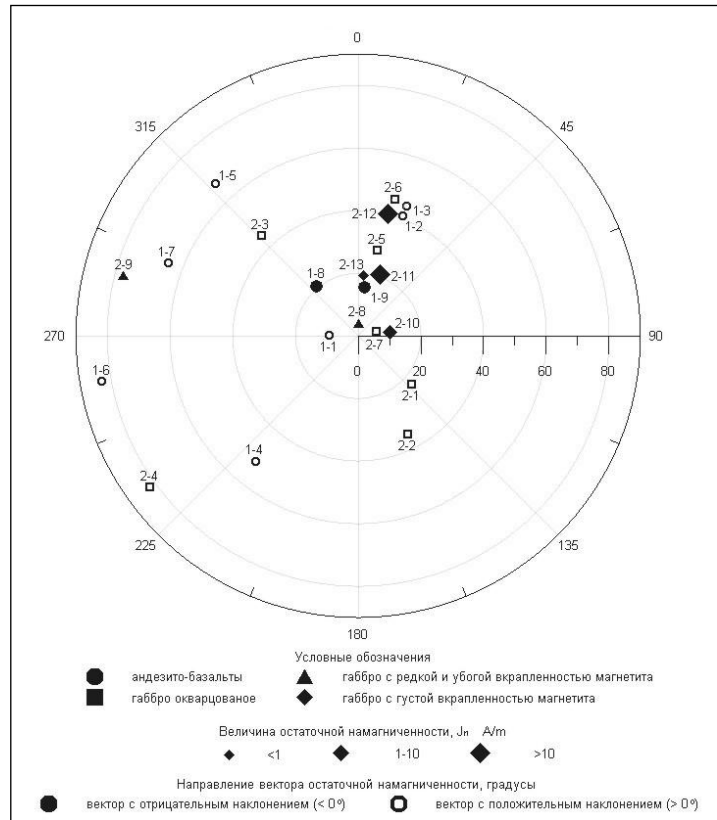
№ обр.	Порода	$ J_n $, А/м	Склонение, град.	Наклонение, град.
1-1	андезито-базальты	0.0479	272.0	9.2
1-2	андезито-базальты	0.0029	20.4	42.8
1-3	андезито-базальты	0.0077	20.6	44.2
1-4	андезито-базальты	0.0076	219.4	51.8
1-4	андезито-базальты	0.0028	316.9	66.8
1-6	андезито-базальты	0.0004	260.0	83.0
1-7	андезито-базальты	0.0018	291.1	64.9
1-8	андезито-базальты	1.1178	320.9	-21.2
1-9	андезито-базальты	2.5650	7.0	-16.6
2-1	габбро	0.0119	132.2	23.0
2-2	габбро окварцованное	0.0021	153.2	35.1
2-3	габбро окварцованное	0.0015	316.1	44.5
2-4	габбро окварцованное	0.0017	234.0	82.0
2-5	габбро окварцованное	0.0098	12.8	28.1
2-6	габбро окварцованное	0.0042	15.0	45.3
2-7	габбро окварцованное, лимонитизированное	0.0259	77.0	5.8
2-8	габбро с редкой вкрапленностью магнетита	0.0045	0.7	-4.1
2-9	габбро с убогой вкрапленностью	0.0166	284.4	-77.2
2-10	габбро с густой вкрапленностью магнетита	4.9624	81.6	-10.0
2-11	габбро с густой вкрапленностью магнетита	25.9936	4.5	-19.1
2-12	габбро с густой вкрапленностью магнетита	12.7023	18.2	-43.8
2-13	габбро с густой вкрапленностью магнетита	0.3848	5.2	-19.3

Результаты определения параметров вектора остаточной намагниченности показывают, что наиболее магнитные породы района работ обладают обратной ориентировкой вектора остаточной намагниченности, по отношению к современному полю. Величина наклона вектора для сильномагнитных пород изменяется в диапазоне от -16 до -77 градусов, со средним значением примерно -27 градусов. Заметим, что для этого типа пород величина остаточной намагниченности превышает индуктивную в несколько раз ($Q > 4.9$) [6]. Для слабомагнитных пород, которые обладают невысоким значением Q [6], отмечается относительно пологая ориентировка вектора остаточного намагничивания, по сравнению с направлением современного поля. Следует также отметить неоднородность ориентировки склонения вектора остаточной намагниченности, которая для пород андезитово-базальтового состава изменяется в диапазоне $250^\circ - 300^\circ$, а для сильномагнитных габброидов лежит в диапазоне от 0° до 80° .

Выявленные общие характеристики распределения векторов остаточного намагничивания для наглядности показаны в графической форме на полярной диаграмме. На диаграмме чётко проявляются упомянутые выше особенности распределения векторов остаточной намагниченности для слабо- и сильномагнитных пород региона исследований.

Таким образом, новые данные по определению величин остаточной намагниченности базальтоидов Северного Урала, показывают, что разновидности пород, несущих магнетитовую минерализацию, обладают обратной, по отношению к современному магнитному полю, ориентировкой вектора остаточной намагниченности. Наличие значимой по величине компоненты остаточного намагничивания пород требует обязательного учета такой специфики при моделировании магнитного поля от рудных и вмещающих объектов района работ.

Детальный анализ остаточного намагничивания скарново-магнетитовых пород региона предполагается выполнить с использованием современных аналитических методов исследования намагничивания пород.



Литература

1. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала // Под ред. Морозова А.Ф., Петрова О.В., Мельгунова А.Н. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – 274 с.
2. Овчинников Л.Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала // М.: ЗАО «Геоинформарк», 1998. – 412 с.
3. Методические рекомендации по интерпретации геофизических данных при крупномасштабном геологическом картировании // Е.М. Ананьева, Е.Б. Горонович, З.Б. Черняк и др., Свердловск, 1983. 302с.
4. Глазнев В.Н., Притыка И.В., Жаворонкин В.И., Терентьев Р.А., Севостьянов Д.П., Горских П.П. Применение геофизических методов при детальном изучении скарновых железорудных месторождений Северного Урала // Вестник ВГУ, серия: геология, 2010, №2. С. 238-248.
5. Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Притыка И.В., Горских П.П., Севостьянов Д.П., Котов А.Ю. Интерпретация магнитных аномалий над рудными объектами в условиях Северного Урала / Материалы 39-ой сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». – Воронеж: ВГУ, 2012. С. 71-73.
6. Горских П.П., Котов А.Ю. Особенности корреляции петрофизических параметров в качестве прогнозных признаков на орудинение скарново-магнетитового типа в условиях Северного Урала / Четырнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. материалов – Пермь: ГИ УрО РАН, 2013. С. 60-65.
7. Петрофизика: Справочник в 3 книгах / Под ред. Дортман Н.Б. – М.: Недра, 1992. Книга первая. Горные породы и полезные ископаемые. 391 с.

**ПРИЗНАКИ НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ НА ТЯНЬ-ШАНЕ И ЗЕМНОМ
ШАРЕ**

А.И. Глатоленков, И.Н. Литовченко

botvinik87@mail.ru

Институт сейсмологии, город Алматы, Республика Казахстан

It is established that the kinematic mechanism of communication of the axial rotation of the Earth and its movement is provided by «dots» of the Ecliptic, diametrically fixed latitudes of the earth surface of the Eastern and Western hemispheres. The main mass of the planet, placed near its center, hold the orientation of the planet not relative to the plane of the orbit, and along the Equatorial plane. Considered the reaction of seismicity on this mechanism.

В методическом плане научный подход к оценке проявления сейсмичности в регионах осуществляется на основе наблюдений за распределением очагов землетрясений на местности. В итоге проводят глубинную и энергетическую (по магнитуде) дифференциацию сейсмогенерирующих зон по регионам. По глубине очагов деление было приурочено к суммарному термобарическому влиянию давления на прочностные свойства среды. Такой, довольно логичный подход, принятый сейсмологами, не раскрывает до конца физику распределения этих зон во временных интервалах. В итоге оценку сейсмической опасности региона осуществляют по построенным картам плотности сейсмopotенциала земной коры, что не приводит к положительным результатам в качестве прогностической оценки локальных участков региона.

В свое время в научных кругах возник вопрос о роли особых точек на земной поверхности и есть ли они, а также могут ли эти точки быть связаны с глобальными механизмами планеты. Такие точки существуют и привязаны они к плоскости эклиптики и к движению их относительно околосолнечной орбиты. Если планета движется по орбите, то логично, что её центр вращения должен быть совмещен с проекцией земной эклиптики в теле планеты. Таким образом, центр вращения должен быть связан с центром движения планеты, т.е. в точке соприкосновения этих центров. Ранее обращено было внимание на то, что следы на земной поверхности отражают грандиозную работу планетарного механизма. Этот механизм и поддерживает определенную скорость вращения Земли вокруг своей оси.

При анализе земной поверхности на основе отдельных признаков были обнаружены два силовых субпараллельных радиус-вектора, размещенных по нормали к оси вращения с выходом на земную поверхность: один на широтах $40^{\circ}\dots 42^{\circ}\text{N}$ и в границах $74^{\circ}\dots 78,5^{\circ}\text{E}$ меридианов (территория Тянь-Шаня); другой на экваторе, широты $0^{\circ}\dots 2^{\circ}\text{S}$ и на меридианах $78,5^{\circ}\text{W}\dots 91,06^{\circ}\text{W}$ (территория Эквадора и о. Исабела). Оба радиус-вектора в пространстве вращающейся планеты формируют в недрах направленный механизм генерации полей напряжений и деформаций, ортогональный оси вращения. Причем выделенная на Тянь-Шане зона вращается в плоскости, перпендикулярной оси вращения, а зона на Эквадоре в экваториальной плоскости. Такая геометрическая расстановка объясняется закреплением на земной поверхности точек эклиптики, которые нами и были обозначены.

Если принять, что механизм вращения планеты на широте $\varphi 41^{\circ}$ и меридиана $\lambda 78,5^{\circ}\text{E}$, будет находиться в створе с эклиптикой, то ось вращения через угол дальности будет лежать на глубинах 4140...4186 км. С учетом точек равноденствия плоскость круга на данной широте разделяется относительно оси вращения на четыре ортогональные зоны.

Это приводит к тому, что в региональной сейсмичности при прохождении по расширенной территории Тянь-Шаня между точками равноденствия суммарное количество толчков (землетрясений) с $K \geq 10$ за период 2005 – 2013 гг. для симметричных зон равноденствия [22.12-21.03 и 22.06-23.09]; [21.03-22.06 и 23.09-22.12] практически одно и то же. Основной такой механизм приходится на широтную полосу $40^{\circ}\text{N}\dots 42^{\circ}\text{N}$ $73^{\circ}\text{E}\dots 80^{\circ}\text{E}$, где на земной поверхности были отражены конформные образы глобальных энергетических структур в недрах планеты (рисунок 1) [1].

Зона в географических координатах $40^{\circ}\dots 41^{\circ}\text{N}$ $75.5^{\circ}\dots 77^{\circ}\text{E}$ (рисунок 1) и является тем приливным «горбом», который в определенный интервал времени принимает на себя действие солнечных лучей в период летнего солнцестояния, являясь первоисточником по обмену информации между внешними и внутренними процессами. Относительно оси вращения и ортогонально к ней в зоне 41°N широты образуется центростремительная сила

$F_{41^{\circ}} = V^2 m / r = 0,0256m$ крутильных колебаний, где m - масса планеты.

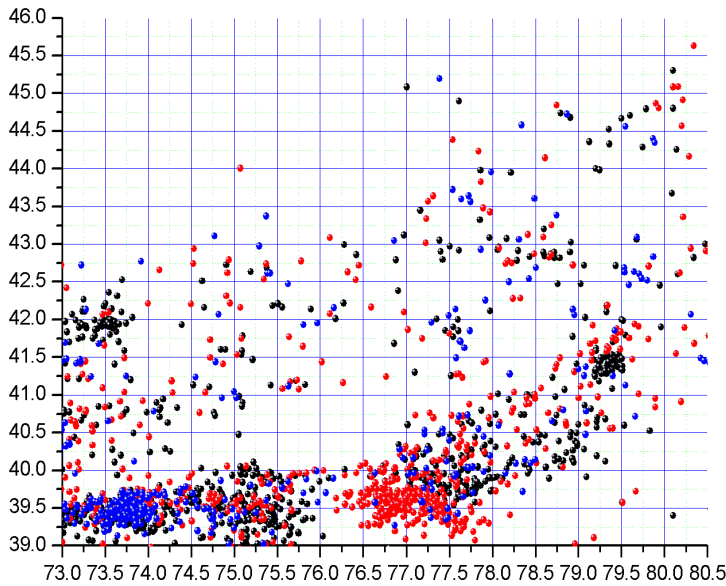


Рисунок 1 – Вековое распределение сейсмичности на Тянь-Шане с магнитудой $M > 1$ за период 1900...2013 гг.[2]

Что касается признаков наведенной сейсмичности, то на Тянь-Шане это хорошо отражено по данным глубинной геофизики Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона (ДСТШР) и по результатам фиксирования очагов землетрясений на основе каталогов с $M \geq 4,5 \dots 5,0$. Так в меридиональной полосе $74^{\circ}\dots 76^{\circ}\text{E}$ между широтами $40^{\circ}\dots 44^{\circ}\text{N}$ выделяется область пространственного перегиба сейсмогенерирующих разломных зон (рисунок 2) [3].

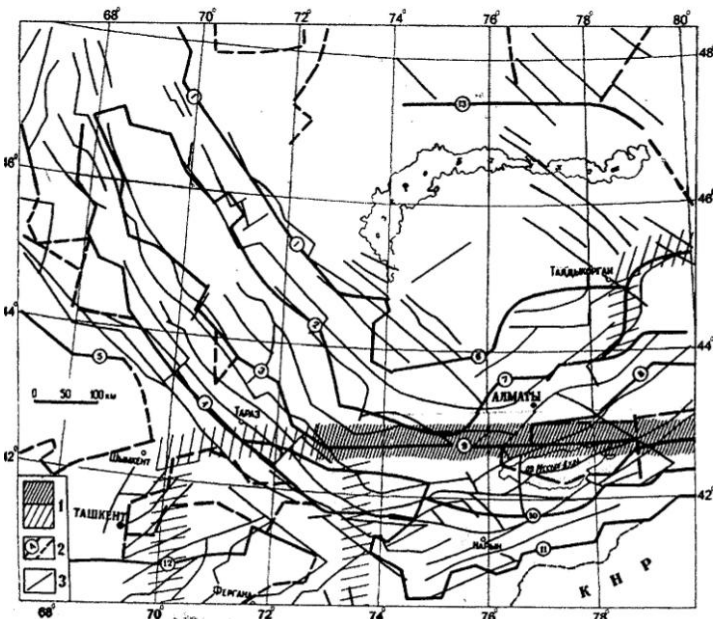


Рисунок 2 – Схема разломов и сейсмогенерирующих зон на разных иерархических уровнях земной коры Тянь-Шаня (составили П.Н.Горбунов, Н.П.Белоусова)

При рассмотрении карт разломов на разных иерархических уровнях земной коры видно, что разломы в пространственном плане на Тянь-Шане разделяются на две четко выраженные линейные группы относительно $74^{\circ}\dots 76^{\circ}$ меридианов, т.е. на западную и восточную части, и имеют вид V-образной фигуры. Причем, в западной части линейность разломов по пространству круче, чем в восточной части региона.

Можно сделать вывод, что выделенные на земной поверхности полярные проводники следов вращения ($\lambda \sim 74^{\circ}\text{E}$) и масс ($\lambda 78,5^{\circ}\text{E}$) объясняют факт резкого преломления границ разломов в районе широт $40^{\circ}\dots 42^{\circ}\text{N}$ между меридианами $74^{\circ}\dots 75^{\circ}\text{E}$ [4]. Более крутой угол простираения группы разломов в западной стороне и с резким перегибом их на земной поверхности в зоне $\lambda 74^{\circ}\dots 75^{\circ}\text{E}$ свидетельствует о преобладании на этой территории инерционных сил вращения, по сравнению с проявлением действия восточных сил масс.

Если исходить из того факта, что относительно $76^{\circ}...77^{\circ}E$ меридианов и по широте $41^{\circ}N$ проявляется действие на земную поверхность полярной оси мира, то линейное субширотное разделение разломов по пространству объясняется многовековым последовательным колебанием земной поверхности данного региона вращающейся Земли между двумя субвертикальными силами в виде следа оси вращения и следа оси масс, причем на западе преобладают крутящиеся силы сжатия, а на востоке наблюдается действие сил расширения. Поэтому гравитационный потенциал на западе во временных моментах чаще всего преобладает над потенциалом в восточном направлении [4].

При анализе колебаний земной поверхности в период летнего и зимнего солнцестояния предполагалось, что в этот момент вращения система Земли должна испытать мгновенный импульс, который на наш взгляд должен отразиться во временном ходе деформационных измерений. При обработке временных наклономерных и деформационных рядов в часовом и минутном формате на пунктах Алматинского полигона в годовых промежутках времени с 2005 по 2012 гг. было установлено, что за весь указанный период времени наблюдается резкое увеличение измеряемых параметров до мая – июня месяца. Деформация сферической поверхности региона в годовом исчислении притерпевает в первой половине года режим растяжения, а во второй половине наблюдается - сжатие. В итоге имеет место годовой колебательный цикл «растяжение-сжатие» с переходной зоной в мае – июне месяце.

В качестве реальных признаков, отражающих этот процесс на Тянь-Шане, являются суточные приливные волны, в которых гармоники по минимуму прерываются в районе июня месяца. Оценка солнечных и лунных приливных ускорений свидетельствует, что территория Тянь-Шаня, находясь в створе с эклипстикой, первая принимает солнечные лучи. Наблюдается устойчивая солнечная полусуточная волна. Лунные же колебания на этом регионе слабо выражены.

Необходимо отметить работу Узбекова Н.Б., в которой на территории Тянь-Шаньского сейсмогена пространственно-временное распределение сильных землетрясений в большинстве случаев было приурочено к зимним и летним солнцестояниям, т.е. к моментам нутационных неравенств приливов [5].

Что касается второго вектора, то он просто необходим для обеспечения баланса в качестве противовеса, который бы и соблюдал равновесие всей системы. Поэтому, аналогичная зона, диаметрально противоположная Тянь-Шаню, представлена «проводниками» на широте экватора по меридиану $78,5^{\circ}W$ и $91,06^{\circ}W$ с центробежной силой $F_{\Omega} = 0,0337m$.

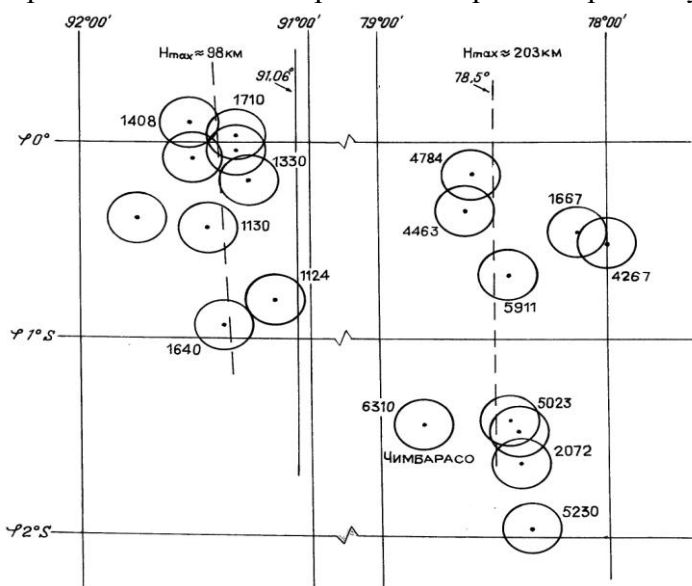


Рисунок 3 - Проводники напряжения вращения и сжатия, размещенные в экваториальной зоне западного полушария Земли, ориентированные в меридиональном направлении (представлены двумя группами вулканов, объединенных территориально однозначным высотным уровнем вдоль меридианов $\sim 78,5^{\circ}W$ $0^{\circ}-2^{\circ}S$ и $\sim 91,06^{\circ}W$ $0^{\circ}-1^{\circ}S$)

Обозначенная зона касания земной поверхности с эклипстикой является конечной, в этой области формируются сфероидальные колебания с периодом 54 минуты. Центростремительная сила на широтах $40^{\circ}...42^{\circ}$ и центробежная сила на широтах $0^{\circ}...2^{\circ}S$ и дают ту пару сил, необходимую для вращения

планеты $\Delta F = (F_{\ominus} - F_{\oplus}) = 0,0081\text{m}$. Проводники на экваторе представлены цепочкой вулканов, выстроенных линейно в северо-южном направлении на западе Эквадора ($78,5^{\circ}\text{W}$) и отдельно на острове Исабела ($91,06^{\circ}\text{W}$). На рисунке 3 показаны проводники западного полушария.

Учитывая водную поверхность между этой группой вулканов, расстояние между проводниками может колебаться от 1490 км до 1500 км. Высота вулканов вдоль долготы $78,5^{\circ}\text{W}$ колеблется от 3500 м и выше, тогда как для долгот $91,5^{\circ}\text{W}$ высота вулканов не превышают отметку 1710 метров.

Что касается собственных колебаний планеты, то ранее было вычислено, что значение периодов собственных колебаний гравитирующего шара с размерами Земли лежат в интервале от несколько минут до одного часа. Путем связанных колебаний упругих и гравитационных полей был замечен мощный пик на частоте 0,309 мГц, то есть на периоде 54 минуты, который совпадает с периодом фундаментальной моды ${}_0S_2$ собственных колебаний Земли [6].

При анализе амплитудно-частотных характеристик за промежутки времени с 2005 по 2012 гг. в деформационных измерениях на пунктах Курты и Тургень, магнитной составляющей и ЭМИ на пункте Кастек, GPS на пунктах Кастек, Курты, Чилик (Алматинский полигон), выделены в гармониках 65...73 периоды с интервалом от 53,08 до 53,96. Амплитудно-частотные периоды при обработке деформационных измерений на пункте Курты по северо-южному направлению выглядят так:

гармоника - 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71
 период - 53,94, 53,75, 53,86, 53,69, 53,77, 53,67, 53,69.

В свое время проводимый спектральный анализ сейсмической активности также выделил мощный пик на частоте 0,309 мГц, то есть на периоде ~54 минуты [7].

Период в 54 минуты, а это 3240 секунд, получен при расчете времени необходимого для перехода, в процессе вращения планеты, расстояния между двумя параллельными проводниками от долготы $78,5^{\circ}\text{W}$ к долготе $91,06^{\circ}\text{W}$. То есть с одного проводника на другой, выстроенных в виде вулканов в экваториальной области. При сопоставлении наблюдаемых периодов собственных сфероидальных колебаний Земли $t = 3233,1 \pm 7,3$ секунд, (53,88 минут) для глубин 5850 км по данным К.Е.Буллена [8] и расчетным временем запаздывания в процессе перехода с одного проводника на другой при вращении в экваториальной области, практически одинаково.

Что касается самой сейсмичности, наведенной за счет вращения кинематических радиус-векторов планеты, то приводим фрагмент, выстроенный сейсмичности на земном шаре за период 1900...2013 гг. (рисунок 4). На рисунке можно рассмотреть центр вращения планеты, в координатах $\varphi 20,5^{\circ}\text{N}$ и $\lambda 20,5^{\circ}\text{W}$, а также силовые точки этих векторов, соприкасающиеся с осью вращения, как для радиус-вектора 41°N , так и для радиус-вектора оси масс $\sim 0^{\circ} \dots 2^{\circ}\text{S}$.

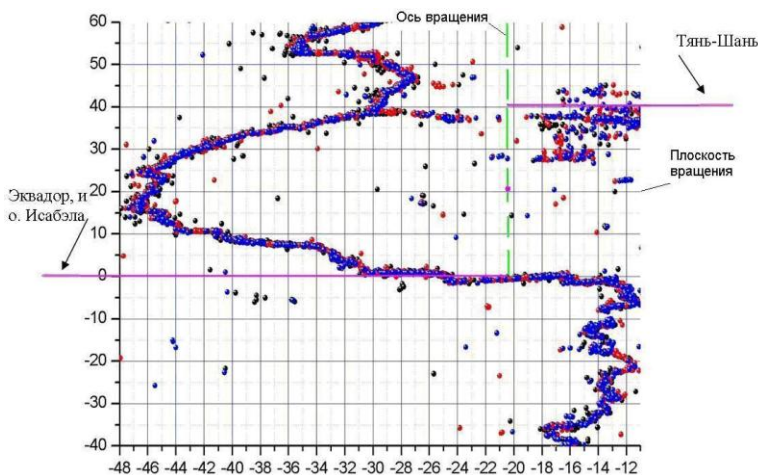


Рисунок 4 – Направленные статические поля напряжений и деформаций во вращающейся Земле, генерирующие на земную поверхность координаты сейсмичности (распределение сейсмичности по земному шару за период 1900-2013 гг., магнитуда $M > 1$, фрагмент, обработка И.Н.Литовченко)

Между точками касания наведенных радиус-векторов с осью вращения образуется на плоскости область полусферы равных касательных напряжений, представляющую собой

Срединно-Атлантический хребет. В двумерном пространстве расстояние между радиус-вектором на широте 40°N и радиус-вектором на экваторе 0°SW по вертикали колеблется 4140...4186 км.

Таким образом, источником энергии собственных колебаний и вращения Земли являются конечные точки земной поверхности, пересекающиеся с проекцией эклиптики. На проводниках восточного полушария (территория Тянь-Шаня) при вращении создается центростремительная сила крутильных колебаний. Аналогичная зона, диаметрально противоположная Тянь-Шаню, представленная в западном полушарии проводниками, создает центробежную силу сфероидальных колебаний. Вместе проводники образуют виртуальное осевое двумерное пространство в плоскости вращения планеты как шара.

Центральной фигурой в предлагаемой небесно-механической модели является мнимая точка, которая и формирует в плоскости земной эклиптики неравномерность вращения Земли. Эта точка является центром соприкосновения оси вращения с плоскостью земной эклиптики. Она смещена по оси вращения к северу и расположена примерно на глубинах 4140 ÷ 4186 км. Как показали экспериментальные наблюдения, помимо поступательных и ротационных колебаний необходимо принимать во внимание нутационные колебания эклиптики между точками равноденствия.

Наиболее важным в динамике данной небесно-механической вращающейся модели планеты Земля является геометрия опорных точек возврата. Под точками возврата суточного принимается две пары линейных проводников диаметрально расположенных на земной поверхности в разных полушариях планеты.

На основе обработки часовых вариаций наклономерных и деформационных измерений было установлено устойчивое годовое дыхание Земли с максимальной амплитудой май-июнь месяцы. Основные энергетические зоны приходятся на дни летнего и зимнего солнцестояния. Инерционный процесс планеты формируют эти зоны, обеспечивая при этом её равновесие при вращении. Землетрясения являются неотъемлемой частью гравитационного развития Земли за счет пульсирующей энергии при вращении стационарных радиус-векторов.

Литература

1. Глатоленков А.И., Литовченко И.Н. Конформное преобразование геометрических форм земной поверхности Тянь-Шаня в аналогичные образы в недрах планеты //Инженерная физика. – Москва, – 2012. – № 3. – С.40 – 47.
2. Мировой каталог землетрясений (NEIC) // http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic_global.php
3. Курскеев А.К., Оспанов А.Б., Тимуш А.В., Шацников В.И. Прогнозирование землетрясений в Казахстане. Алматы – 2000. – «Эверон». – 316 с.
4. Глатоленков А.И. Геодинамика в поверхностных слоях земной коры Тянь-Шаня, как результат взаимодействия двух полярных осей планеты //Доклады НАН РК. 2009. № 3. С. 53-57.
5. Узбеков Н.Б., Хачикян Г.Я. 11-летние вариации солнечной активности и сейсмичности Земли.// Проблемы эволюции открытых систем, – 2006.– Т2. – С.52 – 55.
6. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли. М.- Недра. – 1983. – 416 с.
7. Гульельми А.В., Зотов О.Д. О скрытой околичасовой периодичности землетрясений //Физика Земли – 2013. – №1. С. 3 – 10.
8. Буллен К.Е. Плотность Земли. – Москва. – 1978. – С.442.

УДК 550.361

**УЧЕТ ВЛИЯНИЯ ПАЛЕОКЛИМАТА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛООВОГО ПОЛЯ В
ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УРАЛА)**

И.В. Голованова, Р.Ю. Сальманова

ig@anrb.ru

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии
Уфимского научного центра Российской академии наук, г. Уфа, Россия*

Necessity of the applying of the heat flow values corrected on the palaeoclimate influence for estimating the thermal state of the Earth is justified in this paper on the example of the Southern Urals. The heat flow dependence from the investigated depth of the boreholes is examined. Deep heat loss and deep temperatures are estimated.

В работе на примере Южного Урала обсуждаются некоторые следствия учета влияния палеоклимата на формирование теплового поля в приповерхностной части земной коры и возможности применения полученных результатов.

Тепловой поток является основным источником информации о тепловом состоянии Земли и энергетике происходящих в ней процессов. Прикладные аспекты исследования теплового поля связаны с оценкой геотермальных ресурсов для их использования как источника энергии, а также с применением геотермического метода при поисково-разведочных работах.

Обычно при построении карт распределения теплового потока принято использовать измеренные значения теплового потока, без учета каких либо поправок, которые могут изменяться от региона к региону. Для дальнейшего использования данных по тепловому потоку необходимо, по возможности, исключить влияние искажающих факторов. Одним из таких факторов, влияние которого можно учесть и исключить, является палеоклимат.

1. Влияние палеоклимата при изучении температуры в глубоких скважинах отмечается многими исследователями [1, 2, 3, 4, 5]. Статистический анализ базы данных Международной комиссии по тепловому потоку, выполненный в работе [6] свидетельствует о значительном увеличении температуры при послеледниковом потеплении и о вызванном этим существенном занижении теплового потока, оцененного по неглубоким скважинам. К аналогичному выводу приводит анализ данных по скважинам Южного Урала и прилегающих территорий, выполненный в данной работе. Введение поправок на влияние палеоклимата практически убирает зависимость измеренных значений теплового потока от глубины. Этот факт может служить подтверждением правильности предложенной модели прошлых изменений климата на Урале и использованного нами ранее способа [7] введения палеоклиматических поправок.

2. Без анализа теплового поля Земли невозможно построить ни одну реалистическую геодинамическую концепцию. Определения плотности кондуктивного теплового потока служат базой для решения вопроса о природе теплового потока. Полученные средние оценки теплового потока используются для оценки планетарных кондуктивных теплопотерь и геоэнергетического баланса.

Используя карты измеренного и исправленного теплового потока Урала [7] мы оценили среднюю плотность теплового потока для различных тектонических зон и суммарные глубинные теплопотери на изученной территории. В первую зону вошли данные по восточной окраине Восточно-Европейской платформы, Предуральскому краевому прогибу, Западно-Уральской внешней зоне складчатости и Центрально-Уральскому поднятию. Во вторую – по западной части Тагило-Магнитогорской зоны. В третью зону включены данные по центральной и восточной частям Тагило-Магнитогорской зоны, Восточно-Уральскому поднятию, Восточно-Уральскому прогибу и Зауральскому поднятию. В предыдущих работах [7] было показано, что палеоклиматические поправки по отдельным скважинам могут достигать 50 % от измеренных классическим способом значений плотности

теплового потока. Наши оценки показывают, что и при осреднении по достаточно большим зонам разница между измеренными и исправленными значениями достаточно велика.

Меньше всего, около 18 %, эта разница для первой зоны, где глубина скважин составляет 1300 – 3000 м, несколько скважин имеют глубину около 5000 м. Глубина скважин, по которым проводилось определение теплового потока в Тагило-Магнитогорской зоне и в восточной части изучаемой территории, за редким исключением не превышает 1 км. На этих глубинах искажения, вызванные влиянием палеоклимата, наиболее значительны. Поправки на влияние палеоклимата во второй и третьей зонах составляют в среднем около 35 % и 37 % соответственно.

Суммарные потери глубинного тепла для изучаемой территории составляют $42,29 \cdot 10^9$ Вт в случае, если плотность теплового потока определена классическим способом, без учета влияния палеоклимата. Если в измеренную плотность теплового потока ввести поправки на влияние палеоклимата, суммарные теплотери на выделенной территории составляют $52,56 \cdot 10^9$ Вт. Полученные оценки теплотери значительно отличаются друг от друга. Из приведенных результатов очевидна необходимость учета влияния палеоклимата, в частности для оценки глубинных теплотери. Введение поправок в измеренный тепловой поток позволяет оценить тепловой поток на глубинах, где влиянием палеоклимата можно пренебречь (> 2 км). И для того, чтобы оценить глубинные теплотери, необходимо использовать исправленные значения теплового потока, а не измеренные.

3. При решении многих практических задач возникает необходимость оценки глубинных температур. Здесь также необходим учет влияния палеоклимата.

Ранее нами был предложен метод оценки глубинных температур, учитывающий искажающее влияние палеоклимата [8]. Метод протестирован на имеющихся качественных данных по глубоким скважинам, в которых выполнены измерения температуры. Оценки показывают, что при характерных для платформенной части Республики Башкортостан значениях плотности измеренного и исправленного на влияние палеоклимата теплового потока 35 мВт/м^2 и 45 мВт/м^2 , вычисленные с использованием измеренного теплового потока температуры на глубине 5 км занижены примерно на $20 \text{ }^\circ\text{C}$, а на глубине 10 км на $40 \text{ }^\circ\text{C}$. При этом температуры, вычисленные с использованием исправленной на влияние палеоклимата плотности теплового потока, лучше согласуются с результатами измерений в глубоких скважинах.

Таким образом, при оценке температур глубоких горизонтов, не вскрытых бурением, предлагается использовать не измеренные классическим способом значения плотности теплового потока, а значения, исправленные на влияние палеоклимата.

С использованием предложенного метода построены схемы изолиний температуры на абсолютных отметках -5000 м и -10000 м для западной части Республики Башкортостан. Учитывая качество исходных данных, изолинии проведены через $20 \text{ }^\circ\text{C}$. Температурное поле изучаемого региона неоднородно, и неоднородность возрастает с увеличением глубины. Температура меняется от $66 \text{ }^\circ\text{C}$ до $134 \text{ }^\circ\text{C}$ на отметке -5000 м и от $117 \text{ }^\circ\text{C}$ до $227 \text{ }^\circ\text{C}$ на отметке -10000 м. На обеих картах повышенными значениями температур выделяются южный купол Татарского свода и Мраковская впадина. Пониженные значения температур отмечаются на северо-востоке территории в Юрюзано-Айской впадине, в северо-западной части и в районе Бирской седловины. Тепловое поле в определенных зонах сильно дифференцировано. Так как распределение плотности теплового потока на изучаемой территории относительно однородно, неоднородности температурного поля могут объясняться распределением пород с различными теплофизическими и емкостными свойствами, т.е. литолого-фациальной характеристикой разреза. Возможно влияние движения подземных вод по проницаемым зонам, хотя этот вопрос требует дополнительного изучения.

В работах Н.Н. Христофоровой с коллегами [9, 10] при анализе температурного поля соседней Республики Татарстан отмечается, что наблюдаемые перепады в температуре в значительной степени определяют пути миграции нефти и газа и тесно связаны с процессами

формирования залежей углеводородов и, соответственно, их распределением по площади региона.

Карты изотерм глубоких горизонтов построены для Республики Башкортостан впервые. Построенные геотермические карты рекомендуется использовать при проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ в глубинных горизонтах осадочной толщи. С целью детализации и практического использования составленных карт желательнее сопоставить карты изотерм с распределением гравитационных и других физических полей и тектоническим строением региона. В комплексе с другими методами, необходимы измерения температуры в скважинах и определения тепловых потоков. Это позволит проанализировать влияние возможных факторов на формирование неоднородного теплового поля. Полученные результаты в комплексе с другими геофизическими данными позволят более обоснованно оценивать перспективы нефтегазоносности глубоких горизонтов осадочного чехла платформенной части Башкортостана. Описанная методика может быть применена и в других регионах.

Приведенные результаты иллюстрируют необходимость использования именно исправленных на влияние палеоклимата значений теплового потока для оценки термического состояния Земли: глубинных температур, планетарного энергетического баланса и энергетики геологических процессов, термодинамических условий в литосфере, для оценки геотермальных ресурсов. В работе на конкретных примерах показано, что заниженные значения измеренного теплового потока, полученные по измерениям в неглубоких скважинах, могут стать причиной недооценки прогнозных температур на больших глубинах или глобальных потерь тепла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пименов В.П., Попов Ю.А., Климанов В.А. Вертикальные вариации теплового потока и палеоклимат // Физика Земли. 1996. № 6. С. 84-92.
2. Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V. et al. Low Geothermal heat flow of the Urals fold belt — implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 63–85.
3. Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 144 с.
4. Safanda J., Rajver D. Signature of the last ice age in the present subsurface temperatures in the Czech Republic and Slovenia // Global and Planet. Change. 2001. Vol. 29. P. 241–257.
5. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.
6. Gosnold W, Majorowicz J, Safanda J, Szewczyk J (2005) Has northern hemisphere heat flow been underestimated? Joint assembly, AGU, SEG, NABS and SPD/AAS Abstracts, New Orleans, May 23-27, 2005.
7. Голованова И.В., Пучков В.Н., Сальманова Р.Ю., Демежко Д.Ю. Новый вариант карты теплового потока Урала, построенный с учетом влияния палеоклимата // Доклады Академии наук. 2008. Т. 422, № 3. С. 394-397.
8. Голованова И.В., Сальманова Р.Ю. Оценка геотермических условий глубоких горизонтов Башкирского Предуралья. /Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П.Булашевича. Мат.-лы., Екатеринбург, 2011, с. 88-90.
9. Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Бергеманн М.А. Анализ геотермических карт и перспективы нефтегазоносности глубинных отложений (на примере Республики Татарстан) // Георесурсы. 2008. № 3(26). С. 10-12.
10. Христофорова Н.Н., Непримеров Н.Н., Христофоров А.В., Николаев А.В., Христофорова М.А. Тепловой режим и оценка перспектив нефтегазоносности Приволжского региона // Георесурсы. 2004. № 1(15). С. 24-27.

УДК 550.36(571.6)

**ГЕОТЕРМИЯ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ВОСТОКА
ЕВРАЗИИ**

П.Ю. Горнов, Г.З. Гильманова

gornov@itig.as.khb.ru, gigulya@jandex.ru

*Учреждение Российской академии наук Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.
Косыгина Дальневосточного отделения РАН, г. Хабаровск, Россия*

The paper presents a colligation of the geothermal data available. Using ArcGIS 9.3 mapping software a detailed map of heat flow distribution has been constructed for the area. Based on this map the calculations have been made and the maps of the thickness of the lithosphere and those of temperatures at the Moho surface have been constructed.

Эффективность геофизических исследований при изучении Земной коры и верхней мантии давно признаны. Одним из основных методов исследований является геотермический, в основе которого лежит изучение распределения теплового потока (ТП) и оценка глубинных температур в литосфере. Температура, давление – основные параметры, определяющие состояние вещества в Земле, его физические свойства, направление и скорость физико–химических реакций.

Геотермическая изученность в регионе крайне неравномерна, на значительных пространствах северо и северо–запада исследования находятся в начальной стадии. Относительно плотная сеть измерений теплового потока (ТП) имеется на акваториях, прилегающих к северо–восточной окраине Евразии и осадочных впадинах северо–востока Китая. Эти данные получены многолетними исследованиями российских, японских, китайских геофизиков рис. 1 [1,2,3,4].

Рассматриваемый регион находится в зоне взаимодействия трех крупных литосферных плит: Евроазиатской, Североамериканской, Северокитайской и двумя плитами меньшего порядка – Охотоморской и Амурской. Взаимодействие этих тектонических структур, по всей вероятности, предопределяет разнообразный геотермический режим и большую неоднородность измеренных значений теплового потока.

Исследуемая территория Северо-восточной Азии охватывает юго–восток Сибирской платформы, восточные части Северо–Китайской платформы и, расположенными между ними, структурами Центрально–Азиатского складчатого пояса, с входящими в него орогенными поясами палеозоя, палеозоя–мезозоя и микроконтинентами с докембрийским фундаментом и Тихоокеанского складчатого пояса, который включает докембрийские массивы кристаллических пород, аккреционно–коллизийные складчатые системы позднеюрского–раннемелового и позднекайнозойского возраста, структурные элементы дна Охотского и Японского морей, Курило–Камчатскую и Японскую островодужные системы.. Широко распространены в регионе наложенные структуры: вулcano–плутонические пояса, вулcano–тектонические структуры и осадочные бассейны мезозойско–кайнозойского возраста.

Исходными данными при расчетах служили сведения о ТП и глубинном строении, по которым выполнялась оценка температур в литосфере региона. Расчёты выполнялись в предположении, что современное температурное поле литосферы региона в основном может быть описана стационарным уравнением теплопроводности, для каждого измеренного значения ТП определялась температура на поверхности Мохоровича (М) и глубина изотермы 1200°C, которая отвечает зонам частичного плавления вещества мантии и расположена на подошве литосферы (геотермический метод определения мощности литосферы).

Глубинное строение основных типов земной коры и верхней мантии строилось на основании модели CRUST 2 (A new global crustal model 2000), которая состоит из блоков размерами 2×2 градуса, в каждом из которых участвует пять слоёв и шестой слой–верхняя часть мантии с известными значениями глубин, плотностей, скоростей сейсмических волн. Для каждого слоя по нашим и литературным данным были присвоены значения

коэффициента теплопроводности, температуропроводности и теплогенерации [5]. Вся векторная и растровая информация была собрана в проект ArcGis, где в дальнейшем производился расчёт и построение карт.

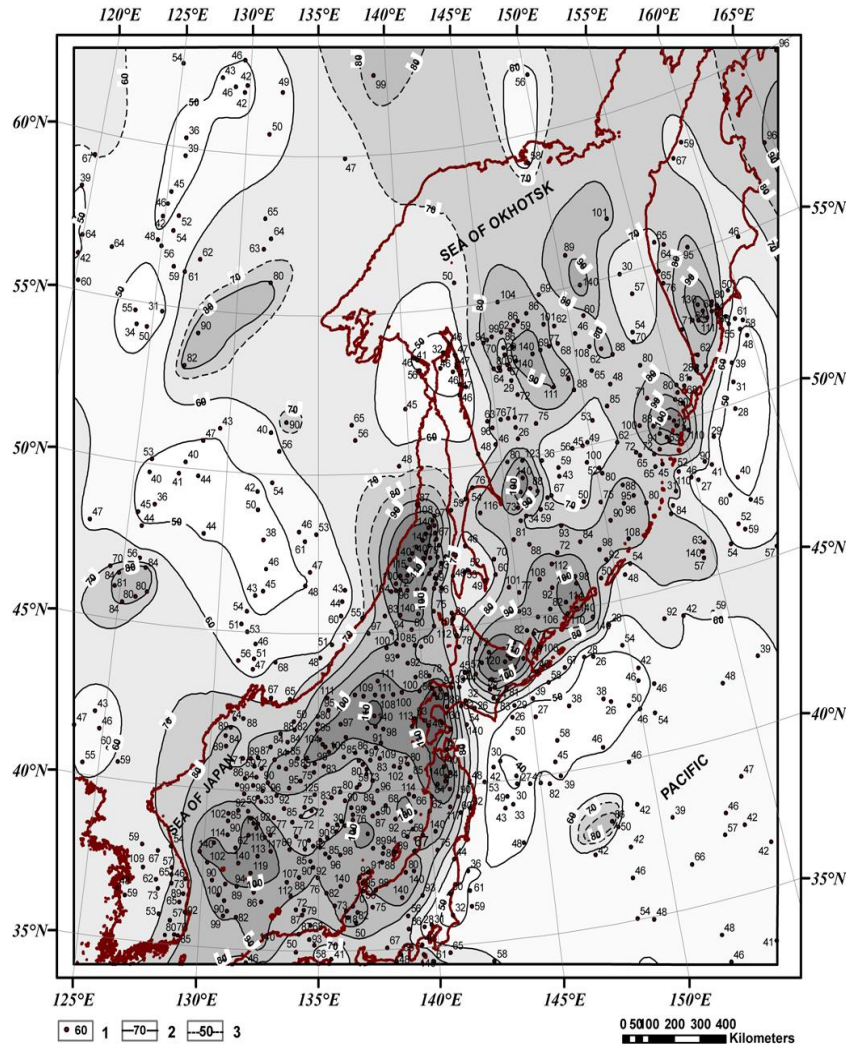


Рис. 1. Карта теплового потока региона. 1—пункты измерения ТП ($\text{мВт}/\text{м}^2$); 2—изолинии ТП; 3—изолинии ТП предположительные.

Исследуемый регион обладает не высокими значениями геотермических параметров. Величины ТП и геотермического градиента (ГГ) часто ниже среднеземных. Простирание аномалий ТП в целом соответствует направлению геоморфологических и тектонических структур. На востоке России аномалии ТП, как и структуры, ориентированы в меридиональном и северо-западном направлении, на северо-востоке Китая – в северо-восточном и субмеридиональном. Средние значения величин теплового потока тектонических структур региона имеют небольшой разброс – $50\text{--}70 \text{ мВт}/\text{м}^2$, наибольшие величины характерны для вулканогенных поясов $90\text{--}200 \text{ мВт}/\text{м}^2$ и осадочных, в основном, нефтегазоносных впадин региона – $80\text{--}90 \text{ мВт}/\text{м}^2$, а наименьшие для докембрийских блоков, массивов и орогенных поясов – $50\text{--}53 \text{ мВт}/\text{м}^2$.

Среднее значения ТП Японского моря составляет $93 \text{ мВт}/\text{м}^2$. Вся акватория покрыта аномалиями, в крупных положительных аномалиях ТП достигает $100\text{--}150 \text{ мВт}/\text{м}^2$ в их центральных частях, южной части Татарского пролива ТП превышает $100 \text{ мВт}/\text{м}^2$. Среднее значение ТП Охотского моря в центральной и южной частях составляет $85 \text{ мВт}/\text{м}^2$. Увеличены значения ТП во впадинах Дерюгина и ТИНРО (87 и более $100 \text{ мВт}/\text{м}^2$)

соответственно, Центрально–Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженного ТП (60 мВт/м^2) [8].

Температуры на поверхности Мохо (М) изменяются от 400°C (Алдано–Становой щит) до $1000\text{--}1150^\circ\text{C}$ в глубоководных впадинах окраинных морей (Курильская котловина, впадина Дерюгина), Татарском проливе и обрамляющих окраинные моря островных дугах (Японской, Курило–Камчатской). Минимальные значения температур наблюдаются в докембрийских блоках и массивах $400\text{--}600^\circ\text{C}$. Температуры в осадочных и рифтогенных на суше (Бохайская, Ляохе, Сунляо, Верхнебуреинская) и морских впадинах (Центрально–Японская, Цусимская, Дерюгина) достигает $700\text{--}1000^\circ\text{C}$.

Глубины до кровли астеносферы региона изменяются от 50 (Цусимская, Центрально–Японская) до более чем 160 км (север Сибирской платформы). Прослеживается поднятие кровли астеносферы по южной окраине Алдано–Станового щита и Монголо–Охотского орогенного пояса в сочленении их с Сихотэ–Алинским орогеном (90–110 км). Сихотэ–Алинский ороген фиксируется постепенным изменением мощности литосферы с запада на восток от 100 до 60 км за исключением Нижне–Амурского района, в пределах которого литосфера утолщается до 130 км. На юге региона область сокращения мощности литосферы 80–100 км отвечает восточному блоку Северо–Китайской платформы. Юго–Восточная часть Сибирской платформы имеет утолщённую литосферу 120–150 км на Алдано–Становом щите и свыше 160 км на севере платформы. На Японском и Курило–Камчатском желобах мощность литосферы достигает 120–150 км. Сокращение мощности литосферы наблюдается во всех глубоководных впадинах до 50–70 км и утолщение её до 90 км на возвышенностях.

Заключение. Как температуры на поверхности М, так и глубины до кровли астеносферы в первую очередь зависят от величин ТП. Значения ТП и мощности литосферы связаны обратным соотношением. Зонами повышенных и высоких значений ТП характеризуются области с сокращённой мощностью литосферы и высокими температурами на поверхности М. Это может свидетельствовать о тепловой активности верхней мантии, термической деструкции земной коры и, отчасти, о её теплоизолирующем эффекте. Мантийная составляющая ТП окраинных морей составляет 80–90% от общей величины, тогда как для областей континентального обрамления мантийный ТП не превышает 30–40%. Локальные аномалии ТП, температуры, мощности литосферы в первые десятки километров в основном обусловлены нерегулярностью форм рельефа, контрастной теплопроводностью нижних слоёв осадочного чехла относительно вмещающей толщи кристаллического фундамента, наличием источников дополнительного тепла. В этом случае амплитуда ТП в 2–3 раза превышает среднее для области значения, а источники этих аномалий располагаются на глубинах 10–20 км или менее. Температуры в источниках дополнительного тепла близки к температурам вмещающих пород.

Литература.

1. Веселов О.В. Геотермия тектоносферы Японо–Охотоморского региона. дис. на соиск. уч. степ. к.г.–м.н., Хабаровск, 2005, 198 с.
2. Горнов П.Ю. Тепловое поле Востока Евразии // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли: отв. ред. В.И. Уткин. – Екатеринбург, 2009. – С. 108–113.
3. Туезов И.К. Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов. Хабаровск 1988.
4. The global heat flow database of the international heat flow commission, 2011.
5. Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.В., Подгорный В.Я. Геотермические разрезы земной коры области сочленения Центрально–Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ // Геология и геофизика.–2009.–Т. 50.–№ 5.– С. 630–647.

УДК 550.36:551.583

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ПЕРИОД ГЛОБАЛЬНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ НА ГРАНИЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА: ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА

Горностаева А.А., Демежко Д.Ю.

free_ride_@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

The inversion of temperature-depth profiles logged in deep boreholes (> 1 km) allow reconstructing the surface heat flux histories (SHFHs) in the period of global climate change on the border of Pleistocene and Holocene. We reconstructed past SHFHs using the data recorded in the Onega borehole in Karelia (north-west Russia) and SG-4 in the Urals. The heat flux changes precede the surface temperature changes and are close to the variations of solar insolation at the latitude of 60° N.

Тепловые аномалии, обусловленные вариациями климата, распространяются вглубь пород, возмущая тепловой режим разреза. Климатический сигнал сохраняется в виде аномального распределения температур горных пород в течение времени, сопоставимого с периодом колебаний температуры поверхности [1]. Т. о., анализируя современное состояние теплового поля геологической среды, мы можем реконструировать историю изменения теплового потока через земную поверхность (SHFH – surface heat flux history). Реконструируемый тепловой поток является разностью прямой солнечной радиации, явных и скрытых потоков тепла, т.е., по сути, характеризует энергетический дисбаланс на поверхности Земли [2]. Его анализ имеет большое значение для понимания энергетики климатических процессов и факторов, определяющих тепловой баланс земной поверхности.

Не смотря на актуальность рассматриваемой задачи, в настоящее время существует крайне мало работ, посвященных реконструкции тепловой истории земной поверхности [3-5]. Прямые реконструкции SHFH проводились лишь для периодов от нескольких столетий до тысячелетия. До сих пор в мире не существует каких-либо оценок изменения теплового потока в масштабах нескольких десятков тысяч лет, в том числе – в период глобальной климатической перестройки на границе плейстоцена и голоцена – около 10 000 лет назад.

В данном исследовании мы представляем новые реконструкции SHFHs за период 40 000 лет в Карелии и на Урале. В качестве исходных данных для реконструкции тепловой истории были использованы температурные истории земной поверхности (GSTNs), полученные ранее из инверсии термограмм Онежской параметрической скважины [6] и Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 [7]. Для оценки SHFH использовалось соотношение между температурной и тепловой историями, произвольно заданными через равные промежутки времени Δt [3, 8]:

$$q(0, t_i) = \frac{2E}{\sqrt{\pi\Delta t}} \sum_{j=1}^i [T_{j-1} - T_j] \cdot \left[\sqrt{i - (j-1)} - \sqrt{i - j} \right],$$

где E – тепловая активность среды, определяемая через теплопроводность λ , температуропроводность a и объемную теплоемкость ρC пород: $E = (\lambda \cdot \rho C)^{1/2} = \lambda / (a)^{1/2} = \rho C (a)^{1/2}$.

Рисунки 1 и 2 демонстрирует сопоставление реконструированных тепловых историй поверхности с исходными GSTNs и изменениями инсоляции на широте 60° с. ш., обусловленными вариациями параметров земной орбиты [9], для Карелии (рис. 1) и Урала (рис. 2). Изменения теплового потока предшествуют изменениям температуры земной поверхности, достигая максимальных значений (0.08-0.13 Вт/м²) в моменты максимальной скорости потепления, и после спада. При этом на Урале максимум теплового потока достигается 10 тыс. л. н., а в Карелии – 14 тыс. л. н.

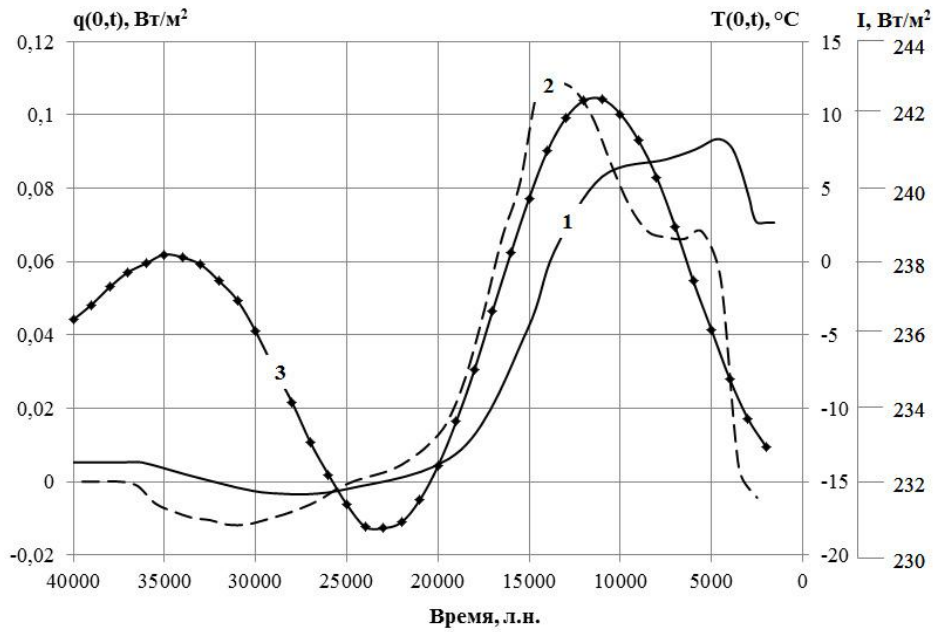


Рис. 1. Сопоставление реконструированного теплового потока (2) с исходной GSTH (1) и среднегодовой инсоляцией (3) на широте 60° с. ш. [9] для Карелии при теплопроводности пород $a=0.75 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$

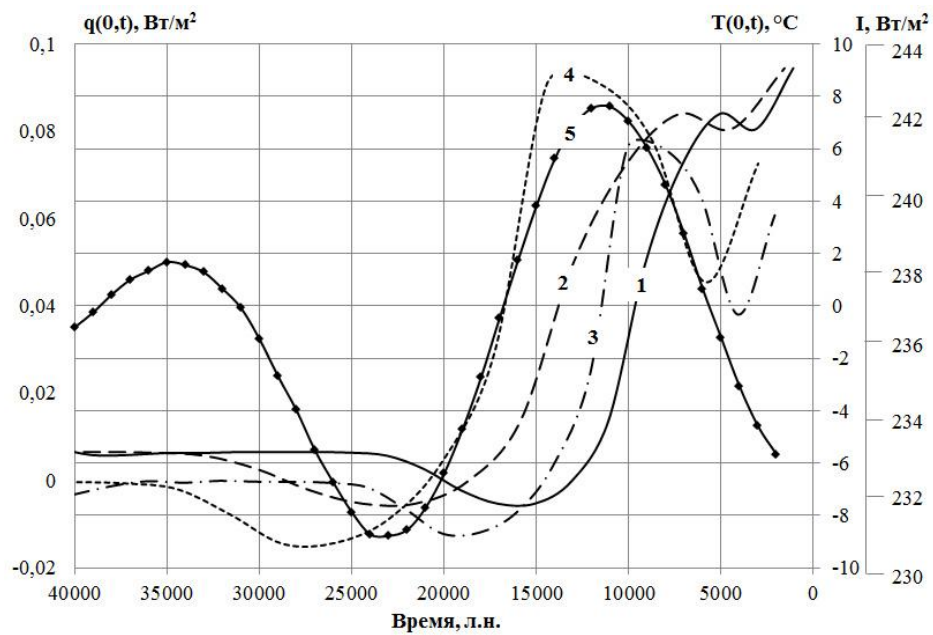


Рис. 2. Сопоставление реконструированного теплового потока (3,4) с исходной GSTH (1,2) и среднегодовой инсоляцией (5) на широте 60° с. ш. [9] для Урала. Кривые 1, 3 соответствуют теплопроводности пород $a=1.0 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, кривые 2, 4 – $a=0.7 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$

История изменения инсоляции хорошо коррелирует с реконструкцией теплового потока для Карелии (рис. 1), однако на Урале наблюдается временная несогласованность изменений этих двух параметров (рис. 2). Изменение инсоляции характеризует внешнее радиационное воздействие, определяющее плейстоценовые ледниково-межледниковые климатические колебания. Предположим, что тепловой баланс земной поверхности определяется исключительно внешним радиационным воздействием от Солнца. Тогда изменения теплового потока и инсоляции должны быть синхронными. Для синхронизации

рассматриваемых величин необходимо допустить, что действительная температуропроводность на 30 % меньше исходной – $a=0.7 \cdot 10^{-6}$ м²/с. Столь низкое значение температуропроводности для кристаллических пород может быть связано с тем, что при расчетах нами не учитывались фазовые переходы при таянии мерзлоты, имевшие место при переходе от плейстоцена к голоцену. При такой корректировке кривая $q(0, t)$ сдвигается дальше в прошлое, а амплитуда возрастает до 0.09 Вт/м² вследствие увеличения тепловой активности при уменьшении температуропроводности.

В целом, формы кривых теплового потока и инсоляции совпадают, что указывает на то, что в период 5 – 24 тыс. л. н. изменения температуры земной поверхности определялись главным образом орбитальными факторами. Отсутствие на реконструированных SHFNs максимума около 35 тыс. л. н. связано с ухудшением разрешающей способности геотермического метода по мере удаления в прошлое [1, 7]. Соотношение амплитуд изменений теплового потока и инсоляции: $\Delta q(0, t)/\Delta I = 1.1\%$ - для Карелии и 0.8% - для Урала. Эта оценка ниже, чем соотношение между амплитудами изменения теплового потока и прямой радиации для годового цикла (3-35%) [10]. Можно предположить, что в долговременных климатических изменениях существенную роль играют обратные связи, препятствующие распространению тепла в более глубокие слои.

Таким образом, в результате проведенного исследования впервые были получены реконструкции тепловой истории земной поверхности в период, включающий перестройку климатической системы на рубеже плейстоцена и голоцена. Полученные результаты требуют дальнейшей, более глубокой интерпретации.

Список литературы

1. Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, Екатеринбург, 2001, 144 с.
2. Anderson M.C., Norman J.M. Kustas W.P. Houborg R. Starks P.J. Agam N. A thermal-based remote sensing technique for routine mapping of land-surface carbon, water and energy fluxes from field to regional scales. *Remote Sensing of Environment* 112 (2008) 4227–4241
3. Beltrami H., Smerdon J, Pollack H. and S. Huang. Continental heat gain in the global climate system // *Geophys. Res. Lett.*, V. 29, No. 8, 10.1029/2001GL014310, 2002
4. Beltrami H., Bourlon E., Kellman L., and Gonzalez-Rouco J. F. Spatial patterns of ground heat gain in the Northern Hemisphere // *Geophys. Res. Lett.*, V. 33, L06717, doi:10.1029/2006GL025676, 2006
5. Huang S. 1851–2004 annual heat budget of the continental landmasses // *Geophys. Res. Lett.*, V. 33, L04707, doi:10.1029/2005GL025300, 2006
6. Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Тарханов Г.В., Есипко О.А. Реконструкция температурной истории земной поверхности за последние 30 тыс. лет по данным термометрии Онежской параметрической скважины // *Геофизические исследования*, Т. 14, № 2, 2013.
7. Demezhko, D.Yu. and Shchapov, V.A. 80,000 years ground surface temperature history inferred from the temperature-depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia), *Global and Planetary Change*, Vol. 29 (1-2), 2001, pp. 219-230
8. Wang J., Bras R.L. Ground heat flux estimated from surface soil temperature // *J. Hydrology*, 1999, V. 216, No. 3-4, pp. 214-226
9. Berger A. and Loutre M.F., 1991, Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quaternary Sciences Review*, V. 10, No. 4, pp. 297-317, 1991
10. Choudhury, B. J., Idso, S. B., & Reginato, R. J. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 39, 283-297 (1987)

УДК 550.21

**РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО
ВЕЛИЧИНЕ НАБЛЮДЕННОЙ СИЛЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОТЯСЕНИЙ И
МАГНИТУД ЗА ПЕРИОД 1788-2010 Г.Г.**

А.Н. Гуляев, usc_alex@mail.ru,

А.Ю. Осипова, seismolab@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

At the central part of the recent Urals orogen rare earthquakes intensity of 3,0 – 6,5 balls by scale MSK-64 and displacements by parts of some rejuvenate faults take a place. Epicentres of strongest seismic events 4,0-5,0 magnitudes occur at the Central Urals late Vend rise area.

Уральский новейший ороген является эпипалеозойским эпиплатформенным субмеридиональным горным поясом, возникшим в течение неоген-четвертичного времени (последних 30 млн. лет по [1,2] или в течение плиоцен-четвертичного времени по [3]) в западной части размытого палеозойского Уральского горно-складчатого сооружения (Урало-Сибирской складчатой области по [2]), сформировавшегося в эпоху герцинского тектогенеза на границе Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов [3]. Становление Уральского орогена на современном этапе сопровождается редко происходящими ощутимыми землетрясениями интенсивностью в эпицентрах от 3,0-4,0 до 5,0-6,5 баллов по шкале MSK-64 [4,5] и подвижками блоков земной коры по участкам некоторых палеозойских разломов [1,2,5]. Большая часть эпицентров ощутимых землетрясений Уральского региона сосредоточена в пределах Среднего Урала и примыкающих к нему частях Северного и Южного Урала [5,6,7]. Данную область можно назвать Средне-Уральским сейсмодоменом. По результатам Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97 данная область была отнесена к регионам, в которых при проектировании и строительстве инженерных сооружений необходимо учитывать сейсмичность [9]. Актуальной стала задача детального сейсмического районирования центральной части Уральского региона. В рамках решения этой задачи нами с использованием данных, приведенных в работах [5,6,7,8] было выполнено районирование этой территории по величине наблюдаемых сейсмических сотрясений в баллах шкалы MSK-64 и предполагаемых магнитуд землетрясений за период 1788-2010 г.г. и построены соответствующие схемы (рис.1,2), которые используются для детального сейсмического районирования центральной части Уральского региона. Можно видеть (рис.1), что область наблюдавшихся ощутимых сейсмических сотрясений силой от 3,0-4,0 до 5,0-6,5 баллов по шкале MSK-64 охватывает весь Средний Урал и прилегающие к нему части Северного и Южного Урала. Наиболее сильные 5-6 балльные сотрясения отмечались в центральной части этой области, где локализованы эпицентры наиболее сильных землетрясений, магнитуда которых оценивается по [6], как порядка 4,0-5,0 (рис.2). Эпицентры этих событий локализованы преимущественно в области поздне-вендского Центрально-Уральского поднятия и вблизи него. Данная структура в неотектоническую эпоху (в последние 30 млн. лет) стала осевой наиболее приподнятой зоной новейшего Уральского орогена. Пятибалльные сотрясения наблюдались и в пределах выступов кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП), например в пределах Кунгурского выступа, и в пределах участков поднятия допалеозойского фундамента Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты, например - в пределах Ирбитского новейшего поднятия восточного склона новейшего Уральского орогена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР, том XII, часть 1, книга 2, М., Недра, 1969, 304 с.
2. Новейшая тектоника Урала, том V под редакцией Сигова А.П., Сигова В.А., издание Саратовского университета, 1975, 104 с.

3. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении), Уфа, 2010, 279 с.
4. Буданов Н.Д. Гидрогеология Урала, М., Наука, 1964, 304 с.
5. Вейс-Ксенофонтова З.Г., Попов В.В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала. М, Издательство АН СССР, 1940, 12 с. (Труды Сейсмологического института АН СССР, № 104).
6. Степанов В.В., Годзиловская А.А., Ломакин В.С., Прибылова Н.Е., Мокрушина Н.Г., Силина И.К., Кусонский О.А., Митенкова Н.В. Землетрясения Урала и сильнейшие землетрясения прилегающих территорий Западной Сибири и Восточно-Европейской платформы, ЦСГНЭО, Москва, 2002, 135 с.
7. Кашубин С.Н., Дружинин В.С., Гуляев А.Н., Кусонский О.А., Ломакин В.С., Маловичко А.А., Никитин С.Н., Парыгин Г.Н., Рыжий Б.П., Уткин В.И. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург, УРО РАН, 2001, 124 с.
8. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы, книга 1, землетрясения, под редакцией Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Щукина Ю.К., Петрозаводск, 2007, 380 с.
9. Комплект карт Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97 масштаб 1:8000 000, объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. Главные редакторы Комплекта карт ОСР-97 академик РАН В.Н. Стахов, член-корреспондент АН Республики Узбекистан, профессор В.И. Уломов, Москва, 1999, 56 с.

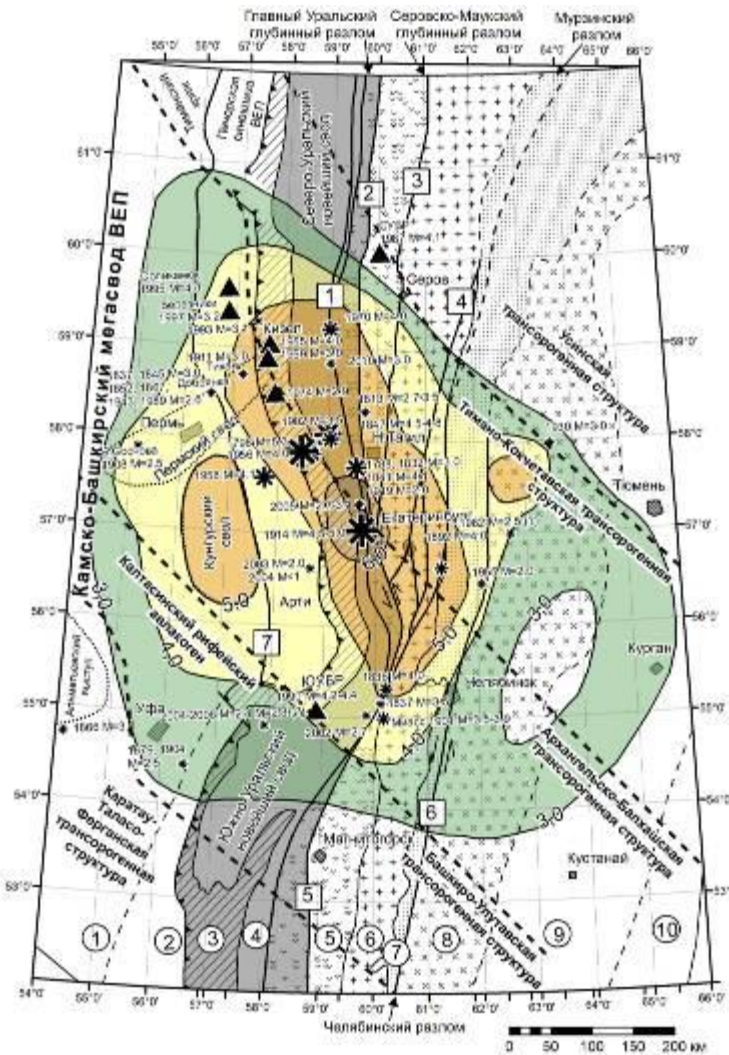


Рис. 1. Схема изосейст наибольших наблюдаемых сейсмических сотрясений в баллах шкалы MSK-64 в центральной части Уральского региона за период 1788-2010 г.г., совмещенная с фрагментом тектонической карты Урала под редакцией Соболева И.Д. Составил Гуляев А.Н., Институт геофизики Уро РАН, 2012 г., компьютерная графика Осиповой А.Ю.

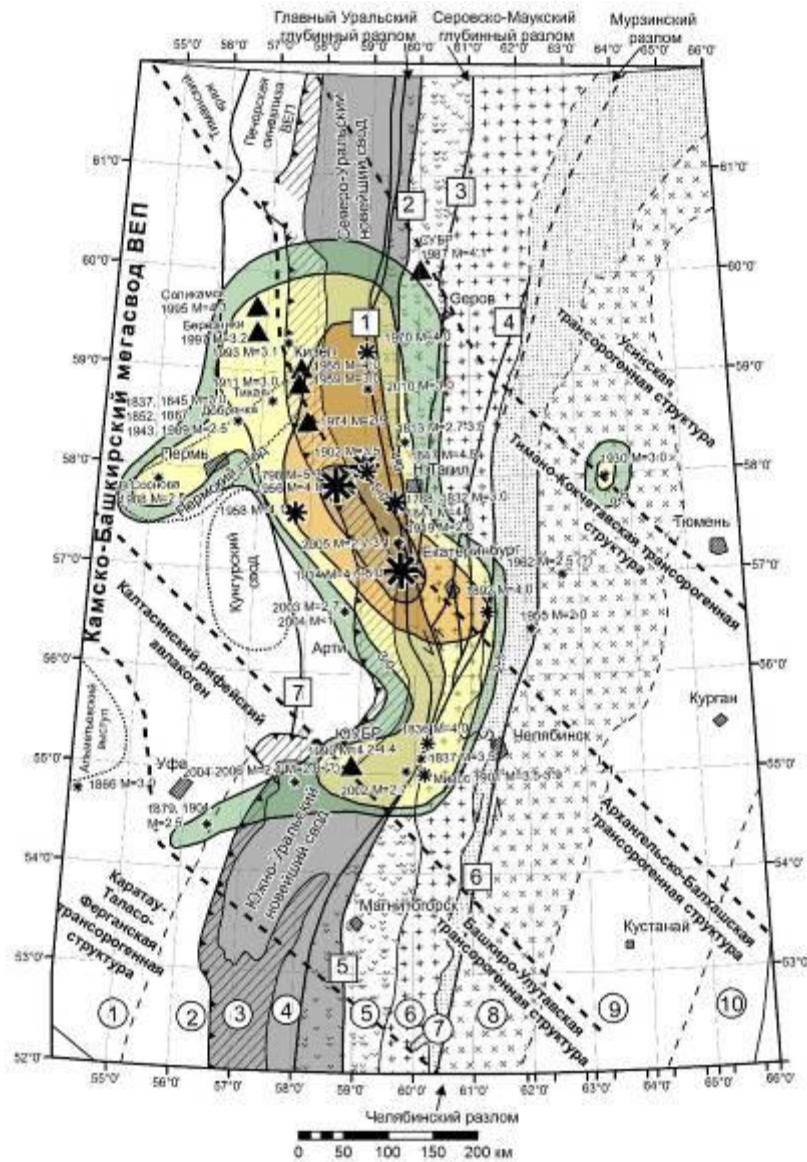


Рис. 2. Схема изолиний наибольших наблюдаемых магнитуд землетрясений центральной части Уральского региона, совмещенная с тектонической схемой по Соболеву И.Д. Составил Гуляев А.Н., Институт геофизики УрО РАН, 2005 г., компьютерная графика Осиповой А.Ю.

Условные обозначения к рис.1,2:

Цифрами в кружках обозначены: 1- Восточно-Европейская платформа (ВЕП), 2- Предуральский прогиб, 3 – Западно-Уральская внешняя зона складчатости и надвигов, 4 – Центрально-Уральское поднятие, 5 – Тагило- Магнитогорский прогиб, 6 – Восточно-Уральское поднятие, 7 – Восточно-Уральский прогиб, 8 –Зауральское поднятие, 9 – Тюменско-Кустанайский прогиб, 10- Тобольско-Кушмурунское поднятие .

Цифрами в прямоугольниках обозначены наиболее крупные **разломы**, показанные **черными линиями**:

1 – Главный Уральский, 2- Турьинский, 3 – Серовско-Маунский, 4 – Мурзинский (Зауральский, Свердловский), 5 – Магнитогорский (Мелентьевско- Илимбаевский), 6 – Челябинский, 7 – Красноуфимский.

Черными звездочками показаны эпицентры ощутимых землетрясений. Наиболее крупными звездочками показаны эпицентры событий с магнитудой порядка 4,5-5,0, наиболее маленькие звездочки соответствуют эпицентрам событий с магнитудой порядка 2,0-2,5.

Черными треугольниками показаны эпицентры сильных горных ударов и природно-техногенных землетрясений на горно-рудных предприятиях.

СРЕДНЕ-УРАЛЬСКИЙ СЕЙСМОДОМЕН

А.Н. Гуляев, usc_alex@mail.ru,

А.Ю. Осипова, seismolab@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

The Middle Urals seismodomen occur at the deep and long life tectonic knot zone which was created by crossing of the two grate rejuvenate geo-tectonic structures. The first structure is south-west boundary zone of Timanides region, which may be the closed in Vend Pechora oceanic basin. The second structure is the Urals late Vend –Paleozoic orogen.

Становление новейшего Уральского орогена на современном этапе сопровождается редко-происходящими ощутимыми землетрясениями силой от 3,0-4,0 до 6,0-6,5 баллов по шкале MSK-64 в эпицентре [1,2,3]. Большая часть эпицентров этих событий сосредоточена в пределах Среднего Урала и прилегающих к нему частях Южного и Северного Урала (рис.1). Эту область согласно [4] можно назвать Средне-Уральским сейсмодоменом. Очаги событий локализованы преимущественно в породах дорифейского фундамента на глубинах от первых километров до 25 км [2,3,13]. По результатам Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97 эта область была отнесена к районам, в которых при проектировании и строительстве инженерных сооружений необходимо учитывать сейсмичность [5].

Особенностью региональной геолого-тектонической позиции Средне-Уральского сейсмодомена является его приуроченность к области интерференции юго-западной пограничной зоны области развития Тиманид по [6] и субмеридионального Уральского орогена (рис.1). Вышеупомянутая пограничная зона разделяет расположенную северо-восточнее нее область развития Тиманид, имеющую рифейский сланцевый фундамент [6,7], и расположенную к юго-западу от нее Русскую плиту Восточно-Европейской платформы (ВВП), имеющую архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент [7,8]. Зона имеет северо-западное направление по азимуту около 315-320 градусов и может представлять собой структуру, насыщенную зонами деформации земной коры [6]. Анализ карт аномального магнитного поля, осредненного с радиусом 125 км и 250 км (автор карт полей Васильев Р.Т., 1987, карты полей приведены в работе [9]) свидетельствует о том, что данная пограничная зона может представлять собой участок более крупной пограничной зоны между полосовыми областями преимущественно отрицательных и положительных значений (рис.1). Участком области преимущественно отрицательного поля является область развития Тиманид, представляющая собой участок закрывшегося в венде Печерского палеоокеана по [6], а участком области преимущественно положительного поля является Русская плита, являющаяся участком рифейско-вендского палеоконтинента Балтия по [6]. Полосы этих аномалий пересекают Евразию от района оз. Балхаш до Кольского полуострова [9]. Предполагается, что аномалиеобразующие объекты этих полей могут быть локализованы в нижней коре и в мантии.

На основании вышеизложенного можно заключить, что Средне-Уральский сейсмодомен может быть приурочен к крупному и, по – видимому, долго живущему глубинному тектоническому узлу, образованному пересечением (интерференцией) двух крупных структур. Одной из этих структур является пограничная зона северо-западного направления, разделяющая закрывшийся в венде Печерский палеоокеан и палеоконтинент Балтия. Другой структурой является субмеридиональный новейший Уральский ороген, возникший в последние 30 млн.лет на месте горно-складчатого пояса, сформировавшегося в поздне-вендско-палеозойское время в пограничной (шовной) зоне между Восточно-Европейской и Казахстанской литосферными палеоплитами. Глубинные геолого-тектонические процессы в вышеупомянутом тектоническом узле в низах коры и в верхней мантии, в том числе флюидно-магматические, могут быть причинами землетрясений. Об этом свидетельствует близкое пространственное расположение проявлений глубинных

пирокластитов по [10] и эпицентров землетрясений в единой геолого-тектонической структуре - в пограничной зоне Камско-Башкирского мегасвода ВЕП и новейшего Урало-Тиманского горно-складчатого сооружения [11]. Анализ наблюдаемого аномального магнитного поля позволяет предположить поддвиг непереработанного тектоническими процессами кристаллического фундамента Камско-Башкирского мегасвода ВЕП под Урал на расстояние до 30-50 км. Поэтому не исключено, что часть землетрясений Средне-Уральского сейсмодомена может быть обусловлена деформациями кристаллического фундамента Камско-Башкирского мегасвода ВЕП при его поддвигании под Урал или надвигании Урала на ВЕП.

Осью Средне-Уральского сейсмодомена является Чусовско-Кизеловский сейсмолинеament, имеющий северо-западное направление по азимуту около 315-330 градусов, совпадающее с направлением пликативных структур в допалеозойском фундаменте по [12]. Линеament приурочен к оси новейшего Чусовского понижения, являющегося так же зоной современного относительного погружения. Эта структура наследует вендский предгорный прогиб Урало-Тиманского орогена, описанный в работе [6]. Чусовско-Кизеловский сейсмолинеament пересекается ортогональными к нему Добрянско-Кизеловским, Серебрянским, Висимо-Тагильским, Сабарско-Билимбаевским и Южно-Уральским сейсмолинеаментами, ориентированными вкрест допалеозойских складчатых структур. Направление этих сейсмолинеamentов совпадает с направлением зон разрывных деформаций в допалеозойском фундаменте по [12]. Данные сейсмолинеamentы можно рассматривать как зоны возможного возникновения очагов землетрясений в будущем (зоны ВОЗ).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вейс-Ксенофонтowa З.Г., Попов В.В.* К вопросу о сейсмической характеристике Урала. М, Издательство АН СССР, 1940, 12 с. (Труды Сейсмологического института АН СССР, № 104).
2. *Кашубин С.Н., Дружинин В.С., Гуляев А.Н., Кусонский О.А., Ломакин В.С., Маловичко А.А., Никитин С.Н., Парыгин Г.Н., Рыжий Б.П., Уткин В.И.* Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург, УрО РАН, 2001, 124 с.
3. *Степанов В.В., Годзиковская А.А., Ломакин В.С., Прибылова Н.Е., Мокрушина Н.Г., Силина И.К., Кусонский О.А., Митенкова Н.В.* Землетрясения Урала и сильнейшие землетрясения прилегающих территорий Западной Сибири и Восточно-Европейской платформы, ЦСГНЭО, Москва, 2002, 135 с.
4. *Уломов В.И., Гусев А.А., Трифонов В.Г. и др.* Технический регламент проведения работ по общему сейсмическому районированию территории Российской Федерации (ОСР). Часть I. Свод правил СП ОСР, Москва, 2010, 160 с.
5. Комплект карт Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97 масштаб 1:8000 000, объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. Главные редакторы Комплекта карт ОСР-97 академик РАН В.Н.Стахов, член-корреспондент АН Республики Узбекистан, профессор В.И. Уломов, Москва, 1999, 56 с.
6. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники и металлогении), Уфа, 2010, 279 с.
7. *Соболев И.Д., Автонец С.В., Белковская Р.П., Петрова Т.Ю., Сюткина Р.А.* Тектоническая карта Урала масштаба 1:1000 000, объяснительная записка, Свердловск, 1983, 168 с.
8. *Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М.* Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы, Пермь, 2001, 106 с.
9. Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР, М., Наука, 1987, 235 с.
10. *Чайковский И.И.* Процессы формирования и становления алмазоносных пирокластитов Западного Урала // Литосфера, № 3, 2002, С.69-86.
11. Гуляев А.Н. Сейсмичность, современная и новейшая геодинамика центральной части Уральского региона // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы, XV Чтения памяти А.Н.Заварицкого, материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием, Екатеринбург, 2012, С.67 – 69.
12. *Буданов Н.Д.* Гидрогеология Урала, М., Наука, 1964, 304 с.

13. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы, книга 1 «Землетрясения», под редакцией Шарова Н.В., Маловичко А.А., Щукина Ю.К., Петрозаводск, 2007, 380 с.

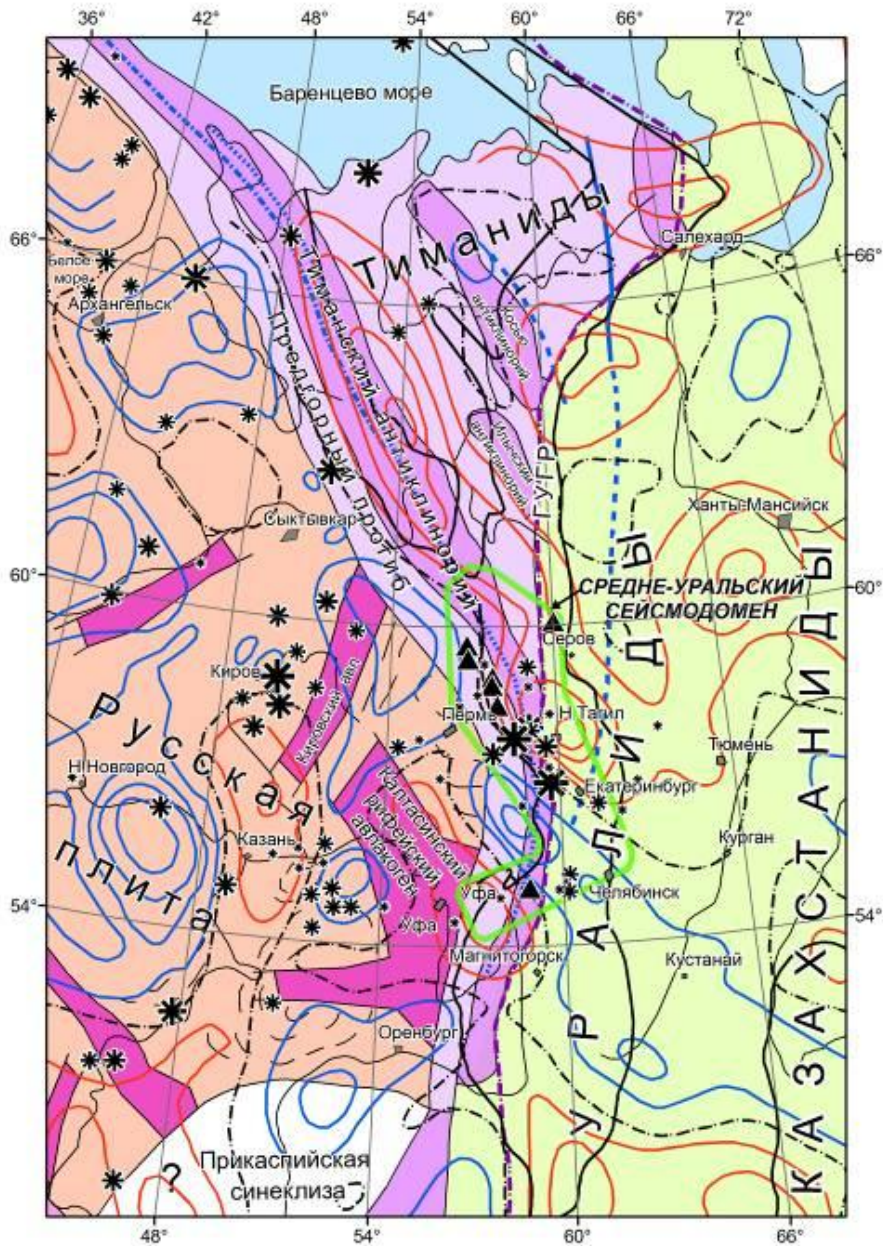


Рис.1. Положение Средне-Уральского сейсмодомена на тектонической схеме зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты. Составил Гуляев А.Н., Институт геофизики УрО РАН, 2013 год с использованием схемы тектоники Тиманид по Пучкову В.Н., 2010 г. [6], карты аномального магнитного поля, осредненного с радиусом 125 км по Васильеву Р.Т., 1987г. [9] и схемы эпицентров сейсмических событий, составленной с использованием данных, приведенных в работах [3,12]. Компьютерная графика Осиповой А.Ю.

Черными звездочками отмечены эпицентры ощутимых землетрясений. Самые большие звездочки соответствуют эпицентрам землетрясений с магнитудой порядка 5,0, самые маленькие – с магнитудой 2,0-2,5.

Черные треугольники – эпицентры горных ударов и природно-техногенных землетрясений на горно-рудных предприятиях.

Черные утолщенные линии – контуры новейшего Урало – Тиманского орогена и Кокчетавского выступа.

Красные линии – изодинамы отрицательных значений, а **синие линии** – изодинамы положительных значений аномального магнитного поля осредненного с радиусом 125 км.

УДК 550. 22

ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛА В ФАНЕРОЗОЕ И СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ РЕГИОНА

А.Н. Гуляев, usc_alex@mail.ru,

А.Ю. Осипова, seismolab@mail.ru

Е.С. Колтышева, koltysheva@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

In the central part of the recent submeridial Urals orogen more part of earthquake epicenters occur at the late Vend geological-tectonic structures (deformation zones). This structures are discordant to Urals structures and manifested in vertical deformation recent velocities field. It may be that causes of earthquakes are throws tectonic tensions, which was accumulated for geosinclines ages, by recent deformation of the Urals earth crust.

Урал является новейшим эпипалеозойским эпиплатформенным орогеном, возникшим в последние 30 млн. лет на месте подвергнувшегося денудации в мезозойско-кайнозойское время поздневендско-палеозойского эпигеосинклинального горно-складчатого сооружения [1,2,3,13]. Становление новейшего Уральского орогена на современном этапе сопровождается редко происходящими, но достаточно сильными землетрясениями с магнитудой от 2,5-3,0 до 4,5-5,0 и силой сотрясения в эпицентре до 6,0-6,5 баллов по шкале MSK-64 [4,5,6,7]. За период с 1788 года до наших дней в регионе отмечено порядка 43 ощутимых природных землетрясений [6]. Кроме того, на рудниках, где отработка ведется с использованием подземных горных выработок, отмечаются сильные горные удары и природно-тектонические землетрясения, магнитуда которых оценивается как порядка 3,5-4,5 [6,7].

В то же время, скорости современных вертикальных и горизонтальных деформаций земной коры Урала, измеренные на земной поверхности посредством повторных нивелировок первого и второго класса [8] и GPS – мониторинга [9,10] небольшие. Например, скорости вертикальных деформаций земной коры Урала составляют порядка от десятых долей миллиметров до первых миллиметров в год и в целом сопоставимы со скоростями современной деформации земной коры таких сейсмически активных регионов как Тянь-Шань, Кавказ и, в то же время, таких слабо сейсмичных регионов как Восточно-Европейская и Сибирская платформы [12]. Скорости горизонтальных деформаций земной коры Урала соизмеримы с современной точностью GPS – мониторинга и составляют порядка 2-5 мм в год [9] и соизмеримы со скоростью современной деформации земной коры, например, Северного Тянь-Шаня [11]. Можно предположить, что в виде ощутимых землетрясений и горных ударов происходит разрядка тектонических напряжений, запасенных в земной коре современных Уральских гор в предшествующие эпохи геосинклинального развития земной коры региона, когда происходили наиболее масштабные деформации земной коры, а современные ее деформации, скорее всего, играют роль триггеров – спусковых крючков, активирующих процессы сброса запасенной в недрах тектонической энергии

Для оценки справедливости этого предположения нами были построены схематические карты амплитуд и средних скоростей деформации земной коры центральной части Уральского региона за период венд-триас, когда амплитуды деформации земной коры центральной части Уральского региона были наибольшими за всю историю его развития. Амплитуды деформации земной коры за этот период оценивались с использованием палеотектонических карт СССР масштаба 1:5000 000, составленных во ВСЕГЕИ в 1974-82 г.г., (научный редактор Спизарский Т.Н.). Анализируя построенные нами карты можно заключить следующее:

1. Суммарные амплитуды деформаций земной коры за геосинклинальный этап развития земной коры центральной части Уральского региона (венд-триас) составляют от 4-5 км до 12-14 км . Следовательно, средние скорости деформации земной коры за этот период

(длительность его около 300 млн. лет) могут быть оценены как порядка 0,01-0,04 мм в год. Такие значения средних скоростей сопоставимы со средними скоростями деформации земной коры за новейшее время (за последние 30 млн. лет), когда сформировался (возник) новейший Уральский ороген.

2. Наиболее тесная пространственная связь пространственного расположения эпицентров ощутимых землетрясений наблюдается с морфологическими элементами деформации земной коры венд-кембрийского времени. Эпицентры наиболее сильных землетрясений, горных ударов и природно-техногенных землетрясений Средне-Уральского сейсмодомена располагаются в пределах вендской Кизеловско-Соликамской впадины, являющейся элементом перикратонного по [13] Предтиманско-Уральского предгорного прогиба, существовавшего на юго-западной и западной окраине поздне-вендского Урало-Тиманского горного сооружения (рис. 1). На прогиб накладывается субширотная Красноуфимско-Сарапульская седловина, проявленная в морфологии рифейско-вендских отложений [14] и характеризующейся наименьшими амплитудами деформаций (0,4-0,8 км) за рифейско-вендское время. Эпицентры землетрясений тяготеют к ее пограничным зонам. Вышеупомянутый предгорный прогиб наследовался в новейшее время и на современном этапе в виде зоны Чусовского новейшего понижения [1]. Земная кора в этой структуре продолжает погружаться на современном этапе. Не исключено, что зоны современных прогибаний земной коры обусловлены наличием в низах коры и верхней мантии Урала зон ее деформации, имеющих характер зон относительного субгоризонтального растяжения. Механизм образования таких структур описан в работе [15]. Наличие в окрестностях Чусовского новейшего и современного погружения проявлений алмазоносных пирокластитов [16] свидетельствует о большой глубинности данной структуры и длительности ее существования.

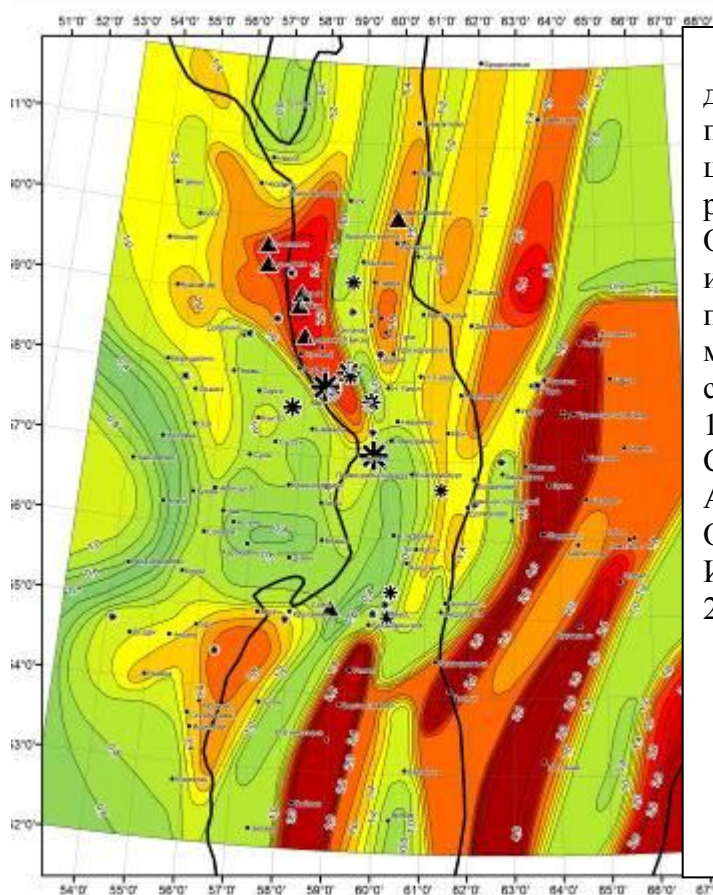


Рис. 1. Амплитуды деформаций земной коры за период венд – кембрий в центральной части Уральского региона. Составили: Гуляев А.Н., Осипова А.Ю., Колтышева Е.С. с использованием палеотектонических карт СССР масштаба 1:5000 000, составленных во ВСЕГЕИ в 1974-82 г.г., (научный редактор Спижарский Т.Н.) Автор электронной версии: Осипова А.Ю., Институт геофизики УрО РАН, 2012 г.,

3. В морфологии поля скоростей современных вертикальных движений (деформаций) земной коры (СВДЗК) Урала по данным повторных нивелировок [8] так же можно заметить связь со структурами допалеозойского фундамента. При этом Уральский

субмеридиональный новейший эпипалеозойский ороген не проявлен, а поле преобладают элементы северо-западного и северо-восточного направлений, свидетельствующие о преимущественном проявлении трансорогенных (дискордантных) по отношению к субмеридиональному Уралу структур допалеозойского фундамента. При этом эпицентры большей части ощутимых землетрясений приурочены к зонам и областям современных прогибов (погружений) земной коры.

Библиография

14. Геология СССР, том XII, часть 1, книга 2, М., Недра, 1969, 304 с.
15. Тектоническая карта Урала, главный редактор *Соболев И.Д.*, ПГО Уралгеология, Свердловск, 1986, 168 с.
16. Новейшая тектоника Урала, под редакцией *А.П. Сигова и В.А. Сигова*, издательство Саратовского университета, Саратов, 1975, 104 с.
17. *Гуляев А.Н., Сенин Л.В., Овчаренко А.В., Баландин Д.В.* Сейсмические и геодинамические условия на территории Среднего Урала // Стройкомплекс Среднего Урала № 5 [128] май – июнь 2009, С. 30 – 34.
18. *Вейс-Ксенофонтова З.Г., Попов В.В.* К вопросу о сейсмической характеристике Урала. М, Издательство АН СССР, 1940, 12 с. (Труды Сейсмологического института АН СССР, № 104).
19. *Степанов В.В., Годзиковская А.А., Ломакин В.С., Прибылова Н.Е., Мокрушина Н.Г., Силина И.К., Кусонский О.А., Митенкова Н.В.* Землетрясения Урала и сильнейшие землетрясения прилегающих территорий Западной Сибири и Восточно-Европейской платформы, ЦСГНЭО, Москва, 2002, 135 с.
20. *Кашубин С.Н., Дружинин В.С., Гуляев А.Н., Кусонский О.А., Ломакин В.С., Маловичко А.А., Никитин С.Н., Парыгин Г.Н., Рыжсий Б.П., Уткин В.И.* Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург, УрО РАН, 2001, 124 с.
21. *Кононенко И.И., Халевин Н.И., Блюмин М.А., Яценко В.Р.* Современная геодинамика Урала, Свердловск, 1990, 93 с.
22. *Овчаренко А.В., Баландин Д.В.* Первые результаты площадного высокоточного GPS - мониторинга на Среднем Урале // Материалы конференции «Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей», пятые научные чтения памяти Ю.П.Булашевича, Екатеринбург, 2009, С.375 – 378.
23. *Нусипов Е., Овчаренко А.В.* Апроксимационные динамические модели современного деформирования и сейсмичности земной коры Казахстана, Алматы, Гылым, 2007, 217 с.
24. *Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н.* Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий, Екатеринбург, 2007, 414 с.
25. Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территорию СССР (СВДЗК) масштаба 1:5000 000 под редакцией и непосредственным участием *Кашина Л.А.* ГУГК, 1989 г.
26. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении), Уфа, 2010, 279 с.
27. *Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М.* Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы, Пермь, 2001, 108 с.
28. *Ромашов А.Н.* Планета Земля: тектонофизика и эволюция, УПСС, Москва, 2003, 258с.
29. *Чайковский И.И.* Процессы формирования и становления алмазоносных пирокластитов Западного Урала // Литосфера, № 3, 2002, С. 69 – 86.

УДК 550.83, 550.8.028

**ИЗУЧЕНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ
ОБСЛЕДОВАНИИ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ**

В.А. Давыдов, davydov@mizarpro.com

В.В. Носкевич, ubistu@gmail.com

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Abstract. Results of test shooting (seismic refraction, MASW) and GPR research on the railway are presented.

Геофизические методы исследований применяются в различных отраслях промышленности, в том числе на железнодорожном транспорте. Геофизику привлекают в составе изыскательских работ под строительство железной дороги, при проектировании электрохимической защиты, а также для контроля за участками путей, расположенных в зонах влияния опасных природных процессов (карст, оползень) [1]. Основная задача железнодорожников после строительства путей - это поддержание их в рабочем состоянии, поэтому проводятся различные мероприятия по контролю за состоянием отсыпки дорожного полотна (визуальный обход, геодезический мониторинг, бурение скважин с отбором образцов для анализа и прочее). В результате интенсивного строительства вблизи железных дорог зачастую изменяется природный гидрогеологический режим подземного стока, что может привести к подтоплению путей и развитию суффозионных процессов. Вследствие потепления климата происходит быстрая деградация многолетней мерзлоты в северных районах, что приводит к появлению термокарста. Эти явления невозможно отследить на ранней стадии традиционными методами контроля, однако это вполне реально с помощью геофизических методов исследований.

В представленной работе показаны возможности изучения строения железнодорожной насыпи с помощью малоглубинной сейсморазведки и георадиолокации на примере участка Свердловской ж.д. Грязновская-Богданович между площадками «Электродепо» и «ВИЗ». Следует отметить, что данный геофизический комплекс работ уже использовался при исследовании деформаций дорожного полотна. При этом, с помощью георадара изучалось преимущественно состояние верхней части отсыпки, а сейсморазведка дала информацию об общем строении и физических свойствах грунтов основания [2].

Сейсмические измерения проводились 24-канальной портативной цифровой сейсмостанцией «Синус-24М» (ИГФ УрО РАН, г.Екатеринбург) [3] по методике комбинированных наблюдений методами преломленных волн (МПВ) и многоканального анализа поверхностных волн (MASW) [4]. В качестве детекторов сейсмических колебаний использованы вертикальные сейсмоприемники GS-20DX (OYO-GEO Impulse, г.Уфа) с установкой через 2 метра. Наблюдения осуществлялись по системе встречных и нагоняющих годографов с 7 пунктами возбуждения (ПВ) на одну стоянку, с выносами ПВ на 13 и 25 м от каждого края косы. Это обеспечило полные перекрытия годографов для непрерывного прослеживания сейсмических границ и избыточность материала при изучении дисперсии поверхностных волн. Возбуждение колебаний осуществлялось с помощью кувалды весом 4 кг и металлической подложки в виде диска. Отметка момента удара фиксировалась пьезодатчиком, закрепленным на кувалде и связанным со станцией по переговорной линии. Время дискретизации получаемого сигнала $\Delta t = 0,5$ мс, длина записи полезных волн – до 0,512 с. Для уменьшения помех и повышения отношения сигнал/шум использовались 50-герцовый режекторный фильтр и накопление сигналов. Качество полученных сейсмограмм проверялось непосредственно в поле, при необходимости проводилось повторное возбуждение и запись колебаний. Обработка сейсмических данных разделялась на два этапа в соответствии с типом целевых волн. Для получения информации по продольным волнам сейсмограммы фильтровались, выделялись и прослеживались первые вступления головных волн, по которым проводилось построение годографов. Годографы пересчитывались

способом времени задержки для построения сейсмических преломляющих границ и томографическим способом (как рефрагированные волны) для получения скоростных разрезов продольных волн. Вторым типом целевых волн являлись волны Релея, к которым применялся вариант суммирования скоростных спектров в скользящем окне, с получением более контрастных дисперсионных кривых, которые затем конвертировались в скоростной разрез поперечных волн. Таким образом, по профилю получена конфигурация преломляющих границ и скоростные сейсмические разрезы продольных (V_p) и поперечных волн (V_s), по которым рассчитывался разрез коэффициента Пуассона (μ).

Георадиолокационные измерения проведены георадаром SIR-3000 (GSSI) с антенным блоком на 400 МГц, установленном на подвижной платформе с одометром, показания которого заносились в виде маркеров на радарограмму. Обработка полученного профиля заключалась в приведении нулевого времени к истинной поверхности железнодорожной насыпи, фильтрации вертикальным фильтром в рабочем диапазоне частот от 100 МГц до 800 МГц, фильтрации горизонтальным фильтром с максимальным числом трасс для удаления прямой волны и волны от границы земля – воздух [5].

Полученные данные свидетельствуют о том, что основные особенности строения разреза хорошо выделяется как сейсморазведкой, так и георадиолокацией (рис. 1).

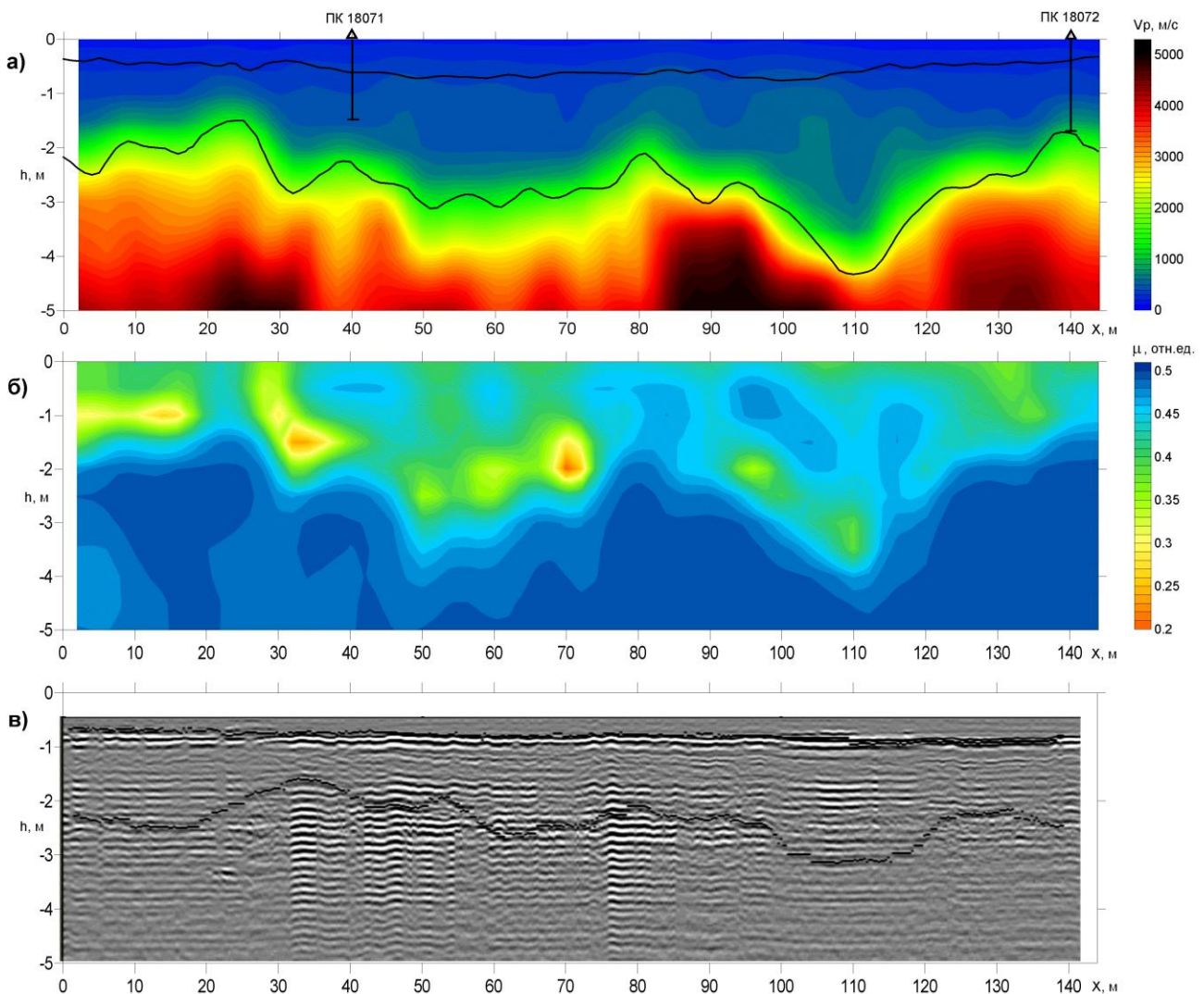


Рис.1. Геофизические разрезы участка Свердловской ж.д. на перегоне Электродепо–ВИЗ: а) сейсмический скоростной разрез продольных волн с преломляющими границами, б) разрез коэффициента Пуассона, в) георадиолокационный разрез с отражающими границами.

По данным малоглубинного бурения, проведенного ПИИ «Уралжелдорпроект», мощность асбестового балласта в районе ПК18071 и ПК18072 составляет 0,7–0,8 метров; далее следует приблизительно метровый слой насыпного грунта (суглинок и песок), который сменяется в основании разреза дресвянистым песком. Первая преломляющая граница МПВ (см. рис. 1а) практически подобна первой отражающей георадиолокационной границе (см. рис. 1в) и интерпретируется нами, как подошва асбестового балласта. Некоторое несоответствие по глубине с буровыми данными можно устранить введением соответствующих поправок. Вторая преломляющая сейсмическая граница и вторая георадарная граница также являются близкими по форме и глубине, и вероятнее всего, соответствуют кровле коренных пород, которые представлены гранитами Верх-Исетского массива. Дресвянистый песок, выявленный при бурении, является продуктами их разрушения. На некоторых участках радарограммы (см. рис. 1в) наблюдается высокоамплитудная реверберация отражений, характерная для влагонасыщенных грунтов (ПК18071-8м, ПК18071+10м, ПК18071+37м), но на сейсмических разрезах эти зоны никак не проявляются. На разрезе коэффициента Пуассона μ (рис. 1б) хорошо заметно изменение прочностных свойств коренных пород и их коры выветривания по второй сейсмической границе. В целом, значения коэффициента Пуассона не выходят за пределы нормальных величин, что свидетельствует об отсутствии зон разуплотнения грунтов на обследуемом участке. В тоже время, по линейным аномалиям пониженных значений μ можно проследить предполагаемые зоны небольших вертикальных (ПК18071-10м ÷ ПК18071-5м, на глубине 0,5 ÷ 2м) и горизонтальных деформаций (ПК18071-40м ÷ ПК18071-20м, на глубине 1м; и ПК18071+20м ÷ ПК18071+30м, на глубине около 2м). Динамику развития данного процесса можно проследить при выполнении повторных (мониторинговых) измерений.

По результатам проведенных работ можно сделать заключение, что комбинированная малоглубинная сейсморазведка (МПВ + MASW) и георадиолокация хорошо согласуются между собой, а также дополняют друг друга при изучении строения железнодорожного полотна с целью поиска ослабленных участков дороги (зон разуплотнения и избыточной влажности грунтов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Крылаткова Н.А. Результаты инженерно-сейсмических исследований карста на Свердловской железной дороге // Известия вузов. Горный журнал. № 8 . 2008. - С.190-192.
2. Монахов В.В. Опыт применения геофизических исследований на деформирующихся участках земляного полотна железных дорог [Электронный ресурс] / Монахов В.В., Овчинников В.И., Урусова А.В., Савин А.Н. // GEOTECH. 2011. – Режим доступа: http://www.geotech.ru/about/stati/opyt_primeneniya_geofizicheskikh_issledovaniy_na_deformiruyuyu_wihsya_uchastkah_zemlyanogo_polotna_zheleznih_dorog/
3. Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. Сейсмическая станция «Синус» // Приборы и техника эксперимента. 2005. № 5. С. 162-163.
4. Давыдов В.А. Применение малоглубинной сейсморазведки для изучения подработанных территорий // Известия вузов. Горный журнал, №4, 2010. С. 111–116.
5. Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных. – М.: Изд-во МГУ, 2008. – 192 с.

УДК: 550.36

ТЕПЛОВАЯ АКТИВНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД - ЕЕ РОЛЬ В ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ И МЕТОД ИЗМЕРЕНИЙ

Д.Ю. Демежко, А.А. Горностаева, А.Д. Коноплин, И.В. Глазачев

ddem54@inbox.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Thermal effusivity also known as thermal inertia ($J m^{-2} K sec^{-1/2}$) is a thermal parameter that is determined as square root of the product of thermal conductivity and volumetric heat capacity. Some geothermal processes where thermal effusivity of rocks determines the heat exchange dynamics are considered. A new method and equipment for direct measurement of thermal effusivity of rock's samples developed in the Institute of Geophysics of the UB of RAS are described

Тепловая активность (тепловая инерция) – важнейшая теплофизическая характеристика материалов, в том числе, горных пород, определяющая их способность к теплообмену с окружающей средой. Тепловая активность E определяется через другие, более «традиционные», теплофизические параметры - теплопроводность (λ), температуропроводность (a) и объемную теплоемкость (ρC) - как:
$$E = \sqrt{\lambda \rho C} = \lambda / \sqrt{a} = \rho C \sqrt{a} \quad [Дж \cdot м^{-2} \cdot К^{-1} \cdot с^{-1/2}].$$
 Приведенные комбинации «традиционных» теплофизических характеристик довольно часто возникают в нестационарных задачах геотермии, однако почти никогда их не идентифицируют как самостоятельную теплофизическую характеристику, тепловую активность. Соответственно при вычислениях приходится использовать имеющиеся оценки теплопроводности, температуропроводности и теплоемкости, полученные разными методами и на различных образцах, что вносит дополнительные погрешности. В связи с отсутствием спроса на оценки тепловой активности горных пород не разработано прямых методов измерения этого параметра. В докладе рассмотрен ряд задач геотермии, в которых тепловая активность выступает как самостоятельная тепловая характеристика, описан разработанный в Институте геофизики УрО РАН программно-аппаратный комплекс для измерения тепловой активности образцов горных пород.

Перечислим некоторые геотермические процессы, динамика которых определяется тепловой активностью.

1. Внедрение интрузивного тела в осадочные породы. В первом приближении эту задачу можно свести к теплообмену двух полуограниченных тел с различной температурой. Несмотря на нестационарность процесса теплообмена, контактная температура в течение длительного периода будет сохраняться постоянной и зависеть от разности температур двух тел и соотношения их тепловых активностей. В свою очередь, температура вблизи контакта определяет тип и интенсивность процесса контактового метаморфизма.

2. Распространение гармонических колебаний в горизонтально-слоистых средах. Теплообмен в верхнем, т.н. активным, слое горных пород играет существенную роль в формировании подземного поля температур. Описывая процесс распространения гармонических температурных колебаний с поверхности в глубину часто используют упрощенную модель однородной среды с постоянной температуропроводностью. Применение этой модели в гетерогенных средах предполагает введение «кажущейся температуропроводности» [1,2]. Рассчитанная на основе данных температурного мониторинга кажущаяся температуропроводность может меняться в пределах нескольких порядков, что не соответствует реальной изменчивости этой характеристики. В докладе показано, что в тепловом режиме приповерхностной части горных пород существенную роль играют неоднородности тепловой активности, связанные с переменным режимом увлажнения/высыхания.

3. Температурный отклик земной поверхности на изменение теплового потока.

Изменение температуры поверхности однородного полупространства вследствие скачкообразного изменения внешнего теплового потока происходит пропорционально квадратному корню из времени. Коэффициентом пропорциональности при этом является величина, обратная тепловой активности среды. Таким образом, тепловая активность всего полупространства определяет скорость реакции климатической системы на изменение внешнего радиационного воздействия (форсинга). В современных моделях климата (моделях глобальной циркуляции – GCMs) это обстоятельство не вполне учитывается когда граничное условие (нулевой поток) задается на небольших глубинах – 5- 20 м [3,4]. Тем самым искажаются амплитуды и временной масштаб температурных изменений – тем больше, чем более длительные климатические колебания моделируются.

Другое важное приложение этой задачи связано с разработкой методов реконструкции истории изменения теплового потока через земную поверхность на основе данных скважинной геотермии [5,6]. Особенно актуальны реконструкции долговременных изменений теплового потока – за десятки тысяч лет – по данным термометрии глубоких скважин [7,8]. Они позволяют сопоставить масштаб и хронологию изменений теплового потока с изменениями инсоляции, обусловленными орбитальными факторами (т.н. циклами Миланковича), и, в конечном итоге, - лучше понять функционирование климатической системы. Очевидно, что достоверность выводов, сделанных на основе таких сопоставлений, во многом определяется качеством данных о тепловой активности верхней части земной коры.

Определяющая роль тепловой активности в температурном отклике поверхности Земли и других планет на суточные вариации теплового потока лежит в основе методов дистанционного (космического) зондирования [9,10]. По разности дневных и ночных радиационных температур с учетом альбедо определяется т.н. «кажущаяся тепловая инерция» (*apparent thermal inertia – ATI*), коррелирующая с типом пород, их увлажненностью, характером растительности и т.д. Данные прямых измерений тепловой активности природных сред могут служить для калибровки методов дистанционного теплового зондирования.

Измерение тепловой активности реализуется принципиально проще измерений «традиционных» теплофизических параметров. Поскольку тепловая активность, в отличие от тепло- и температуропроводности, определяет динамику теплообмена между телами - нет необходимости в разработке специальных мер для устранения влияния датчика (установки) на результаты измерений. Напротив, контролируя процесс теплообмена с материалом датчика, можно оценить тепловую активность контактирующего с ним образца. Предложенный нами способ основан на возбуждении плоских температурных волн на поверхности эталонной пластины, контактирующей с исследуемым материалом, и измерении температурных колебаний в пластине на разных расстояниях от источника [11-13]. Способ реализован в программно-аппаратном комплексе для измерения тепловой активности, включающем:

1. датчики тепловой активности, состоящие из корпуса, эталонной пластины, выполненной из различных материалов (фторопласт, оптическое стекло, кварц, сапфир), плоского нагревателя и двух термодатчиков *K*-типа, вмонтированных в эталонную пластину;
2. цифрового двухканального термометра термодатчиков;
3. блока питания;
4. коммутирующего устройства, обеспечивающего интерфейс термометра с компьютером и управление режимом нагревания;
5. компьютера с программным обеспечением, позволяющим управлять процессом измерения и рассчитывать тепловую активность образца.

Литература

1. Pollack, H. N., J. E. Smerdon, and P. E. van Keken. Variable seasonal coupling between air and ground temperatures: A simple representation in terms of subsurface thermal diffusivity //Geophys. Res. Lett., 2005, 32, L15405, doi:10.1029/2005GL023869
2. Sergienko O.V, MacAyeal D.R., Thom J.E. Reconstruction of snow/firn thermal diffusivities from observed temperature variation: application to iceberg C16, Ross Sea, Antarctica, 2004–07. //Annals of Glaciology, 2008, 49, 91-95
3. Stevens M. B. et al. Effects of bottom boundary placement on subsurface heat storage: Implications for climate model simulations //Geophysical research letters. – 2007. – Т. 34. – №. 2.
4. MacDougall A. H. et al. Comparison of observed and general circulation model derived continental subsurface heat flux in the Northern Hemisphere //Journal of Geophysical Research. – 2010. – Т. 115. – №. D12. – С. D12109.
5. Beltrami H. Surface Heat Flux Histories from Geothermal Data: Inferences from Inversion. //Geophys. Res. Lett., 2001, 28(4), p. 655-658.
6. Beltrami H., Smerdon J, Pollack H. and S. Huang. Continental heat gain in the global climate system. //Geophys. Res. Lett., V. 29, No. 8, 10.1029/2001GL014310, 2002
7. Демежко Д.Ю. Уткин В.И., Горностаева А.А. Геотермические реконструкции изменений теплового баланса земной поверхности на Урале и в Карелии в период голоценового потепления. //Принята к публикации в журнале «Доклады академии наук», 2013.
8. Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Tarkhanov G.V., and O.A.Esipko. 30,000 years of ground surface temperature and heat flux changes in Karelia Reconstructed from borehole temperature data. //принята к публикации в журнале “Bulletin of Geography: Physical Geography Series”, 2013
9. Price, J. C., Thermal inertia mapping: A new view of the earth: J. Geophys. Res., , 1977, 82, 2582-2590.
10. Mellon, M. T.; Putzig, N. E. The Apparent Thermal Inertia of Layered Surfaces on Mars /38th Lunar and Planetary Science Conference, (Lunar and Planetary Science XXXVIII), held March 12-16, 2007 in League City, Texas. LPI Contribution No. 1338, p.2184
11. Демежко Д.Ю. Измерение тепловой активности твердых материалов контактным методом. //Приборы и техника эксперимента, 2011, №6, с. 127-132
12. Демежко Д.Ю., Дергачев В.В., Рыбаков Е.Н. Контактный метод определения тепловой активности твердых материалов // Измерительная техника. М., 2011, N 10. С.34-36
13. Демежко Д.Ю., Дергачев В.В., Климшин А.В., Рывкин Д.Г. Патент РФ № 2462703 на изобретение «Способ определения тепловой активности материалов и устройство для его осуществления». Приоритет изобретения 19.07.2010. опубликовано 27.09.2012, бюлл. №27.

УДК 551.1/4.2.551.24

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА

М.Ф. Джалилова¹, М.К. Турапов²

1 - Институт сейсмологии АН РУз, Ташкент, Узбекистан

*2 - ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов»
Госкомгеологии РУз, Ташкент, Узбекистан*

In article described the structural zoning, developing of evolution locking of the geophysical fields, dynamics of modern tectonic movements and the North Fergana Fault's seismic regime.

1. Зона сочленения Чаткало-Кураминского системы горных сооружений и Ферганской межгорной впадины расположена в зоне столкновения Евразийской и Индо-Австралийских плит и представляет собой участок земной коры с длительным многоэтапным развитием. Формирование этих структур несут следы сложной, многофазной истории геодинамических процессов. Современный рисунок разломной сети региона, включающий кайнозойские и обновленные в кайнозое более древние разрывные нарушения, предопределен всем ходом геологического развития региона. От длительности формирования разрывных структур и закономерности пространственного размещения разломов зависит их современная активность, характер кинематики и ее внутренняя структурная организация.

2. На основании анализа характера распределения плотности оперяющих (сопутствующих) разрывов Северо-Ферганского разлома изучена зона активного и общего динамического влияния разлома. Северо-Ферганский разлом простирается вдоль юго-восточных склонов гор Могольтау, Кураминского и Чаткальского хребтов в северо-восточном направлении более чем на 300км. Он разделяет Чаткало-Кураминское сводово-блоковое поднятие, сложенное в основном, магматическими и метаморфическими образованиями палеозоя от Ферганской межгорной впадины, которая выполнена мезозойско-кайнозойскими отложениями. Магистральный разлом, совпадающий одноименным разрывным нарушением (Северо-Ферганский), проявлен в рельефе в виде крутых уступов. Морфология разлома взброс. Плоскость сместителя взброса падает на северо-запад под углом 70° - 75° . Разлом пронизывает всю земную кору, проникая в верхнюю мантию Земли [1]. На это указывает также и изменения градиентов силы тяжести [2]. Амплитуда перемещения за новейший этап на всем протяжении разлома неодинакова. Наибольшая амплитуда его вертикального перемещения достигает 5000-7000м в центральной части, уменьшаясь на юго-западном и северо-восточном фланге до 3000-5000м [3]. Осевой (шовной) зоне Северо-Ферганского разлома, соответствует полоса интенсивных приразломных изменений, которая по размерам значительно уже и не превышает 2-3км в юго-западе и 10 км на северо-востоке [4].

3. Зона динамического влияния северо-западного крыла разлома имеет сложное строение и состоит из многочисленных кулисообразно расположенных разрывов оперения. Наиболее крупные разрывы оперения протягиваются близпараллельно магистральному разлому, отчленяя узкие приразломные блоки, а более мелкие поперечные разломы рассекают их, создавая систему небольших горстов и грабенов. Это обуславливает, в целом, клавишно-блоковое строение, северо-западного крыла, которое наблюдается по всей протяженности зоны динамического влияния Северо-Ферганского разлома. Общая ширина зоны динамического влияния колеблется от 15 до 20км. Строение зоны на всем протяжении структурно неоднородно как в продольном, так и в поперечном плане. Центральная часть зоны рассечена крупными поперечными нарушениями северо-западного простирания и делится на неравнозначные линейные блоки различной протяженности и ширины. На этом участке магистральный разлом в плане имеет ломаную линию, образованную в результате смещения поперечными разломами, являющимися чаще правыми сдвигами.

4. При изучении приразломной зоны опущенного крыла Северо-Ферганского разлома А.И. Суворов обращал внимание на разрывы, возможно, оперения главного разлома,

состоящие из кулисообразно расположенных, ориентированных в различные направления разрывов, между которыми заключены брахиантиклинальные складки длиной от 10 до 20 км и шириной сотнями метров до нескольких километров. А в пределах Нанайской впадины, где мощность мезозойско-кайнозойских отложений велика, складки, наоборот, характеризуется незначительной шириной, небольшой протяженностью и достаточной интенсивности. На поверхностях отдельных складок им отмечены многочисленные трещины [5].

Таким образом, Северо-Ферганский глубинный разлом, в целом, является структурой горизонтального сжатия, возраст его заложения и становления, по-видимому, происходил в раннем палеозое. В течение новейшей активизации происходило омоложение, подновление структуры. Характер распределения разрывных нарушений в области активного динамического влияния разлома, проявление новейших, молодых и современных тектонических движений земной коры, распределения эпицентров и механизмы очагов сильных землетрясений, высокий градиент теплового потока свидетельствуют о современных геодинамических процессах.

Список использованной литературы

1. Крестников В.Н., Нерсесов И.А. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. Советская геология, 1962, № 11.
2. Зуннунов Ф.Х., Зильберштейн М.Б. и др. Глубинное строение Ферганской впадины. Ташкент, «ФАН», 1973.
3. Зуннунов Ф.Х. Строение Северной Ферганы по данным сейсморазведки. Узб. Геол. Журн., 1968, № 3.
4. Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.
5. Суворов А.И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам. Изд-во «АН СССР», М., 1954,

УДК 550.831.017

ПОДГОТОВКА РЕКОМЕНДАЦИЙ ПО ЗАВЕРКЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ БУРЕНИЕМ

А.С. Долгаль

dolgal@mi-perm.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, Пермь, Россия

In the article we present results of the first experience of synthesis of renewed deterministic models of interpretation and simplest statistical methods for the definition of positions and depths of recommended boreholes with the object of development of gravity sources. In the suggested algorithm we use ideas of the guaranteed approach and constructions of generalized assembly algorithms for finding of single interpretative variants in the presence of different prior information.

KEY WORDS: gravitational exploration, interpretation, assembly method, algorithm, detecting function

По мнению О.К. Кондратьева, любой подход к интерпретации геофизических данных можно признать состоятельным лишь в случае, когда задание точек заложения скважин сопровождается оценкой вероятности подсечения искомых геологических объектов [1]. В докладе представлен синтез обновленных детерминистских моделей количественной интерпретации гравитационных аномалий и простейших статистических приемов обработки некоторого представительного подмножества допустимых вариантов интерпретации, который позволяет вплотную приблизиться к оценке вероятности обнаружения возмущающих объектов по результатам бурения.

Пусть D – часть пространства, заведомо содержащая источники аномалии и G – имеющийся объем априорной информации об источниках аномалии и помехах в ее измерениях $\Delta\tilde{g}_i = \Delta g(X_i) + \xi_i$. Будем считать, что в общем случае аномалия Δg вызвана массами, распределенными по неким связным областям $\hat{S}_r \subset \mathbf{R}^3$ с плотностями $\hat{\delta}_r(X)$, $X \in \hat{S}_r$, $r = 1, 2, \dots, n$. Сформулируем задачу: построить алгоритм оценки вероятности $P(X)$, $X \in D$, того, что вертикальная скважина, забой которой находится в точке X , подсечет кровлю аномалиеобразующего объекта.

Пусть $T = \mathcal{R}_k$ – замощение области D , выполненное с помощью некоторого числа N простых геометрических тел T_α , объединение конечного числа которых аппроксимирует носители масс \hat{S}_r . Если замощение области D выполнить путем ее рассечения плоскостями $x = x' + ih_x$, $i = 1, 2, \dots, N_x$; $y = y' + jh_y$, $j = 1, 2, \dots, N_y$; $z = z' + kh_z$, $k = 1, 2, \dots, N_z$, то для нумерации элементарных параллелепипедов T_α удобно воспользоваться тройной индексацией – $T_{i,j,k}$. В этом случае множество Q^* всех приближенных решений обратной задачи, отвечающих совокупной априорной информации G , будет конечно [2]. Введем в рассмотрение функцию обнаружения F , определенную на указанном регулярном замощении T :

$$F(T_{i,j,k}) = L_{i,j,k}^* / L^*, \quad (1)$$

где L^* – количество решений, вошедших в подмножество Q^* , а $L_{i,j,k}^*$ – количество допустимых решений из Q^* , в которых модельный носитель имеет общие точки хотя бы с одной элементарной областью $T_{i,j,s}$, $s \leq k$ (т.е. пересекается хотя бы с одним элементом замощения, лежащим над заданным элементом $T_{i,j,k}$). Особенность функции F , состоящая в том, что для любых $s < l$ выполняется неравенство $F(T_{i,j,s}) \leq F(T_{i,j,l})$, т.е. если скважина, пробуренная в некоторую точку геологического пространства, подсекла возмущающее тело,

то его безусловно подсчет и более глубокая скважина. Предлагается в качестве оценки вероятности $P(X)$ подсечения искомого аномалиеобразующего объекта вертикальной скважиной, забой которой находится в точке $X \in T_{i,j,k}$, принимать значение функции обнаружения $F(T_{i,j,k})$.

Число N элементов замощения изучаемой области D есть число пробных распределений масс $\langle \Omega^*, \bar{\delta}^* \rangle$, из которых и будет выделено L^* допустимых решений обратной задачи. В число этих допустимых решений, объединенных в множество Q^* , войдут те пробные варианты, в которых при подобранных носителе Ω^* и плотностях $\bar{\delta}_r^*$, отвечающих информации G' , удалось добиться приемлемого значения невязки наблюдаемого и модельного полей. Что касается собственно алгоритма поиска допустимых решений (реализации метода подбора с нетипичным дополнительным ограничением), то установлено, что практически любую априорную информацию о геометрии и положении возмущающих тел легко учесть в обобщенных монтажных алгоритмах решения обратной задачи гравиразведки [3].

Рассмотрим простейшую ситуацию, когда репрезентативность множества Q^* не вызывает сомнения, тогда как способ его построения можно пока не брать в расчет. 2D-модель источников представляет собой две прямоугольные призмы с плотностями $0,15 \text{ г/см}^3$ и $0,2 \text{ г/см}^3$. Максимальная амплитуда поля $\Delta\bar{g}(x_t)$ достигает $1,37 \text{ мГал}$. Помехи в измерениях $\Delta\bar{g}(x_t) = \Delta\bar{g}(x_t) + \xi_t$, выполненных в 101 точке, являются реализациями нормально распределенной случайной величины с нулевым средним. Оценим возможности алгоритма в зависимости от уровня помех, характеризуемого среднеквадратическим значением $\sigma(\xi)$ значением случайной величины ξ . Рассмотрим три уровня помех: «слабый» ($\sigma_1 = 0,05 \text{ мГал}$), «средний» ($\sigma_2 = 0,1 \text{ мГал}$) и «сильный» ($\sigma_3 = 0,2 \text{ мГал}$). Предполагается, что форма, размеры и плотности призм априори известны. Неизвестно их положение в разрезе, определяемое координатами (\bar{x}_1, \bar{z}_1) , (\bar{x}_2, \bar{z}_2) центров тяжести. Ограничение на максимально возможное значение ε_0 среднеквадратической невязки наблюдаемого и выбранного полей взято с «запасом» – на 30% больше фактического значения нормы $\|\xi\|$ помех.

Зададимся регулярной сеткой $\Gamma \subset \mathbf{R}^4$ с шагом 50 м, покрывающей четырехмерную область параметров модели $\bar{x}_1, \bar{z}_1, \bar{x}_2, \bar{z}_2$, заведомо содержащую вектор истинных координат $\hat{x}_1, \hat{z}_1, \hat{x}_2, \hat{z}_2$ центров тяжести тел \hat{S}_1 и \hat{S}_2 . Число ее узлов превышает 5×10^6 . Если отобрать в множество Q^* допустимые по невязке решения обратной задачи, то, в силу регулярности сетки Γ и высокой степени густоты ее узлов, репрезентативность множества Q^* будет заведомо обеспечена.

При «слабой» помехе в множество Q^* попало $m = 269$ допустимых решений. При этом наиболее высокие значения функции обнаружения F концентрируются как раз в той части пространства, в которой расположены искомые тела \hat{S}_1, \hat{S}_2 и, как следствие – ниже этих тел (рис. 1а). С ростом уровня помех отмеченная закономерность сохраняется, но, как логично было ожидать, результаты становятся менее контрастными (рис. 1б, 1в). Как следствие усиления фактора ε -эквивалентности при «средней» помехе множество Q^* содержит уже $m = 7408$ допустимых по невязке решений обратной задачи, а при «сильной» – $m = 221604$ решения. Исходя из максимальных значений функции F , можно наилучшим образом задать заверочные скважины С-1 и С-2 для вскрытия аномалиеобразующих объектов. Можно заметить, с ростом уровня помех проектируемые глубины скважин приходится увеличивать, что происходит на общем фоне понижения надежности подсечения возмущающих объектов (уменьшения значений функции F).

Выполнен еще ряд более сложных модельных экспериментов, результаты которых являются весьма обнадеживающими. В частности, проведение серийных расчетов свидетельствует об устойчивости получаемых результатов к особенностям помех в измерениях поля.

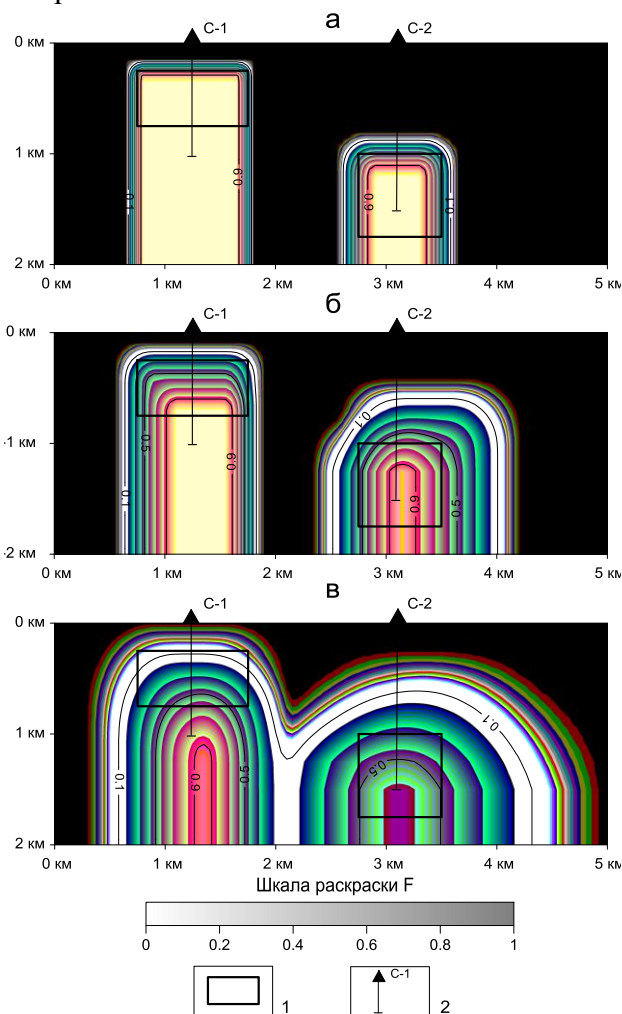


Рис. 1. Вертикальные карты функции обнаружения F , отвечающие «слабым» (а), «средним» (б) и «высоким» (в) помехам в гравитационном поле:

1 - аномалиеобразующие призмы;
2 – проектируемые скважины

Практическое выполнение интерпретационных построений с применением функции обнаружения F может существенно повысить вероятность вскрытия искомых аномалиеобразующих объектов в заданных интервалах глубин поисковыми и разведочными скважинами, рекомендованными по гравиметрическим данным.

Автор статьи выражает искреннюю благодарность д.ф.-м.н. П.И. Балку за неоценимую помощь в проведении исследований. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 12-05-00414-а) и программы исследований ОНЗ РАН (проект 12-Т-5-1012).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев О. К. Математика в геофизике //Геофизика. 2000. №2. С. 6–15.
2. Балк П. И., Долгаль А. С., Христенко Л. А. Резервы повышения эффективности автоматизированных систем интерпретации гравиметрических данных (гарантированный подход и монтажные технологии решения обратных задач) //Геоинформатика, 2009. №3. С. 30–36.
3. Балк П. И., Долгаль А. С., Христенко Л. А. Теория и опыт применения монтажного подхода к решению трехмерных обратных задач гравиметрии //Геофиз. журн. 2009. Т. 31. №5. С. 128 – 140.

УДК 550.34+551.1

PATTERNS OF SPATIAL AND TEMPORAL EARTHQUAKES DISTRIBUTION IN THE CRUST AND UPPER MANTLE

A.A. Dolgaya, A.V. Vikulin, ann-dolgaya@yandex.ru

Institute of volcanology and seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

The results of the study of spatio-temporal patterns (migration) of seismic activity within the most geodynamic active regions on the planet are represented. It is shown that the migration of earthquakes foci is more a characteristic property of the crust and upper mantle, rather than of the deeper layers of the Earth.

The source data. For several years the authors study spatio-temporal the patterns of earthquake distribution [1]. For this purpose the electronic seismic catalog was compiled. It contains information about: 7819 earthquakes within the Pacific margin (PM) with a magnitude of $6 \leq M \leq 9.5$ and the depth of the hypocenter $0 \leq H \leq 690$ km; 1540 events within the Alpine-Himalayan belt (AH) with a magnitude of $6 \leq M \leq 8.3$ and hypocenter depths $0 \leq H \leq 720$ km; 1042 events of the Mid-Atlantic Ridge (MAR) with magnitudes $5.5 \leq M \leq 7.6$ and the depth of the hypocenter $0 \leq H \leq 308$ km.

Study of the earthquakes distribution by depth showed that more than 80% of all events contained in the catalog, have a depth of up to 100 km. Given the uncertainties in the hypocenter parameters such events can be attributed to a group of crustal earthquakes. The distribution of such earthquakes within the crust for all the regions under study is uneven and has local maxima at depths of 10 and 40 km.

Research method. The study of migration phenomenon, that is, the patterns of distribution of earthquakes in space and time within the above three regions is carried out in accordance with the method described in [1]. The method is as follows: in the given set of seismic events with a magnitude greater than a predetermined minimum value M_0 sequences of events naturally occurring in space and time sequence of events are determined; these sequences are called migration chains of earthquakes. To determine the spatial parameters of chains for each region under study a line passing through the boundaries of the tectonic plates or the most crowded places of the earthquakes foci is formed. Then, for each event its coordinate ("distance") along this line is calculated, this distance instead of geographical coordinates of the event is then used to detect migration chains.

Each identified migration chain is characterized by the duration, extent and migration velocity that characterizes the linear relationship between the earthquakes dates in the chain and their distance along the line.

After the formation of an array of migration chains their statistical analysis is carried out, which resulted in the analysis of the relationship between velocity V and magnitude $M \geq M_0$ (energy) characteristics of earthquakes. The values of coefficient of the $\text{Lg}V(M_0)$ slope are of greatest interest in this study.

Discussion of results. Analysis of the data obtained revealed the existence of quite certain changes to migration velocity, which values are proportional to the values of M_0 and W_0 of considered set of events [2]. For each region with the method of least squares relationships between the logarithm of the migration velocity $\text{Lg}V$ of seismic events and magnitudes M_0 are defined:

$$M_{PM} \approx (7.6 \pm 1.0)\text{Lg}V; \quad M_{AH} \approx (6.7 \pm 0.5)\text{Lg}V; \quad M_{MAR} \approx (-4.9 \pm 0.2)\text{Lg}V$$

The identified relationships between speed and power characteristics of seismic events have different angles of inclination. For the Pacific margin and the Alpine-Himalayan belt (areas of mainly compression) relationships $M_{PM}(V)$ and $M_{AH}(V)$ have a "positive" inclinations, that is, with an increase in the magnitude the velocity of migration increases. For the Mid-Atlantic Ridge (area of mainly stretching) the dependence $M_{MAR}(V)$ has a negative slope, that is, with increasing earthquake magnitude their rate of migration reduces.

Thus, the slopes of the curve defining the relationship between the magnitude and velocity of earthquakes migration are "sensitive" to the tectonic condition in region. This result allows the

wave (in fact) seismic migration process to consider as a display of uniform wave geodynamic processes taking place within the Earth's crust in the active regions of the Earth [3].

The authors studied the phenomenon of earthquakes migration in different depth ranges, both within the Earth's crust and upper mantle. As mentioned above, within the crust earthquakes hypocentres are unevenly distributed, so the patterns of seismic events distribution in time and space were studied based on the identified peaks and depths and sufficient statistically representative selections.

The phenomenon of crustal earthquakes migration was investigated on samples of seismic events with a focal depth up to 20 km, 50 km and 70 km. Within all of the regions under study for all of these depths the idea that migration is a characteristic property of the seismic activity of the planet was confirmed [4]. Moreover, for all the depth sections quite distinct nature of the correlation between the velocities of earthquakes migration and their magnitudes remained.

The numerical values of the slope of the $LgV(M_0)$ dependences considering errors of their determination are proved to be close to the above values for the migration of earthquakes with depths up to 100 km (Table 1). The data obtained suggest that the earthquakes migration is a characteristic feature not only of the individual layers of the crust and the *earth's crust as a whole*, but also of the part of the upper mantle.

Table 1. The values of the slopes of $LgV(M_0)$ curves for earthquake foci at different depth.

Region Depth	The Pacific margin	The Alpine- Himalayan belt	The Mid-Atlantic Ridge
$0 \leq H \leq 20$	6.9 ± 0.3	4.9 ± 0.6	-5.0 ± 0.5
$0 \leq H \leq 50$	7.7 ± 1.5	6.7 ± 1.4	-5.1 ± 0.5
$0 \leq H \leq 70$	7.6 ± 1.3	6.2 ± 0.9	-4.7 ± 0.3
$0 \leq H \leq 100$	7.6 ± 1.0	6.7 ± 0.5	-4.9 ± 0.2
$100 < H \leq 300$	7.7 ± 1.3	7.5 ± 1.5	-
$300 < H \leq 500$	8.5 ± 1.3	-	-
$500 < H \leq 700$	4.2 ± 0.1	-	-
$100 < H \leq 700$	5.7 ± 1.0	5.4 ± 1.4	-

The study of the spatial and temporal patterns of earthquakes distribution beneath the crust showed that these layers of the Earth in the context of the study demonstrate behavior different from the described above. First of all, the foci of deep earthquakes are distributed unevenly along the considered zone. Within the Mid-Atlantic Ridge all earthquake with deep foci are located only in the South Sandwich Islands. Thus, the study of the migration of deep earthquakes in the entire Mid-Atlantic Ridge is impossible because the available data are not representative of the entire catalog of this region.

Within the Alpine-Himalayan belt and the Pacific margin deep earthquakes are distributed differently - there are extensive areas where such earthquakes are not observed (for example, the coast of North America in the Pacific Ocean and part of the territory of Central Asia in the AH belt). Overall, however, the available statistics data made it possible to identify a sufficient number of migration chains in the various ranges of magnitude.

Deep earthquakes are also distributed by depth unevenly. Thus, within the Pacific margin three peaks at depths 150, 400 and 600 km are allocated. Given the uncertainties in the parameters of earthquake hypocenter sets of events from 100 to 300 km, from 300 to 500 and from 500 km to 700 km were studied. Also the phenomenon of migration has been studied for all earthquakes with focal depth more than 100 km. In all of the samples were found quite a number of migration chain were revealed, which allowed to identify the relationship between velocity and energy characteristics of events (Table 1). It is important to note that while dependencies are identified, their slopes for the different layers of the mantle are significantly different. Thus, less deep events (with depths of up to 300 km) have a slope that is very close to the value obtained for the crustal

seismicity, and for deeper events, which hypocenters are in the upper layers of the mantle, the values of the slopes $LgV(M)$ with the error of their determination not intersect with crustal earthquake foci.

Study of the distribution of deep earthquakes within the Alpine-Himalayan belt by depths showed that in this region there are local maxima at depths of 150 and 600 km too, but because of an insufficient number of events that fall in the second of these ranges the phenomenon of migration was studied only at depths of 100 up to 300 km and for all deep events. For these sets of events the phenomenon of earthquakes migration was also confirmed, and the velocity characteristics of migration chains were also dependent on the magnitude of events. The results are shown in Table 1. It is clear that, given the errors in determining the coefficients $LgV(M)$, identified dependences for deep and crustal earthquakes have very similar features. The situation is similar for the deep earthquakes migration within the first maximum of depth within the Pacific margin.

Based on the foregoing, we conclude that relative to the wave geodynamic processes, which reflection is the process of earthquakes migration studied by authors, the earth's crust is quite uniform over the whole of its thickness, in contrast to the layers of the mantle. Thus, the waves of earthquakes migration are characteristic feature more for the Earth's crust and upper mantle, rather than its deeper layers.

This study was supported by the Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Grant 12-III-A-08-164, and Russian Foundation for Basic Research, Grant 12-07-31215.

References

1. Vikulin A.V., Melekestsev I.V., Акманова Д.Р. et al. Information-computational system for modeling of seismic and volcanic processes as a foundation of research on wave geodynamic phenomena // Computational technologies. V. 17, №3, 2012. P. 34-54. (in Russian)
2. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. V. 3, Issue 1, 2012. P. 1-18.
3. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // New Concepts in Global Tectonics. No. 64, September, 2012. P. 94-110.
4. Akmanova D.R., Dolgaya A.A., Vikulin A.V. Migration of seismic and volcanic activity as wave movements of Earth crust // Geological history, the possible mechanisms and problems of formation of depressions with suboceanic and abnormally thin crust in the provinces with the continental lithosphere. The 45th Tectonic Conference Proceedings. M.: GEOS, 2013. P. 6-9. (in Russian)

УДК 550.461

**ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИРОДНЫХ ВОД КУЗБАССА НА ПРИМЕРЕ
НАРЫКСКО-ОСТАШКИНСКОЙ ПЛОЩАДИ**

Е.В. Домрочева

Domrocheva@rambler.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Томский филиал СО РАН, г. Томск, Россия

The paper presents results of a study of geochemistry of groundwater in the area Naryksko-Ostashkinskaya Erunakovskogo area of Kuzbass. Our studies suggest that the majority of natural water district almost dirty. Reported cases of high concentrations of various elements relative to the maximum allowable concentrations are in the vast majority of natural origin, and a technological component begins to appear on the boundary of the site with the existing cuts.

В последнее время во многих угледобывающих странах большое внимание уделяется вопросам освоения огромных ресурсов метана угольных пластов, являющегося наиболее доступным, дешевым и экологически чистым из нетрадиционных источников горючих газов. При интенсивной разработке полезных ископаемых происходит значительное изменение состояния природной среды. Это очень характерно для Кузбасса, в том числе и для изучаемой Нарыкско-Осташкинской площади. Большое количество тяжелых металлов с пылью поступают в воздух, а затем с осадками попадают в поверхностные и подземные воды, происходит формирования вод по составу не характерных для региона. Все это объясняет необходимость экологической оценки природных вод. Особенно это актуально для изучаемой территории, где только планируется добыча угольного метана.

В 2012 г. сотрудниками ТФ ИНГГ СО РАН совместно с ООО «Газпром добыча Кузнецк» продолжались работы по изучению геохимии подземных вод Кемеровской области. Нами исследовалось содержание в водах макро- и микроэлементов, биогенных и органических элементов, а так же группы микроорганизмов, обитающих в водной среде. При опробовании вод для анализа экологического состояния пробы отбирались на границе с соседними территориями, как наиболее антропогенно нагруженными, так и максимально равномерно на территории Нарыкско-Осташкинской площади, являющейся, в общем, экологически благоприятным участком.

При экологической оценке природных вод особо важное внимание необходимо уделять анализу содержания в них органических веществ, которое достаточно часто отмечается выше нормативов в большей части российских регионов [1]. Исключением не являются и исследуемые воды. В ряде анализируемых поверхностных водных объектов значение ХПК выше нормативного (15 мг О₂/л) и изменяется от 8,6 до 126, 5 мг О₂/л.

Поверхностные воды имеют более высокую перманганатную окисляемость по сравнению с подземными (от сотых до десятых долей миллиграмма О₂/л, за исключением районов нефтегазовых месторождений и торфяников), т.к. органика из почвы и растительного опада легче попадает в поверхностные воды, чем в грунтовые которые чаще всего имеют водоупоры. Значение окисляемости в опробованных реках сопоставимы с окисляемостью рек всхолмленного рельефа и составляют 3-5 мгО₂/л. Реки с болотным питанием характеризуются значениями в десятки миллиграммов на 1 литр. В опробованных водах именно заболоченное озеро имеет максимальное значение – 19,6 мгО₂/л. Во всех остальных пробах окисляемость не выше ПДК для питьевых вод [2].

Содержание С_{орг} в поверхностных водах данного района в некоторых точках достаточно высоко и наибольшие его количества присущи водам не испытывающие антропогенного влияния. В целом можно отметить, что органические вещества в поверхностных водах содержатся в более высоких концентрациях, чем в подземных, что свидетельствует об активных геохимических процессах, которые в поверхностных водах происходят более интенсивно.

По результатам исследований на содержание основных макрокомпонентов поверхностные воды на данной территории, в основном, являются пресными с минерализацией 0,1 – 0,7 г/л и рН от нейтральных до щелочных (6,7 – 9,4). Содержание HCO_3^- не превышает 0,45 чаще от 0,2 до 0,3 г/л, Ca^{2+} до 0,08 г/л, Na^+ в среднем до 0,014, а Cl^- – до 0,003 г/л. Содержание большинства определяемых макрокомпонентов не превышает нормы, установленные ПДК [3, 4], достигая максимума в р. Черновой Нарык, где концентрация Na^+ составляет 115 мг/л при ПДК 200 мг/л. Присутствие данного элемента, вероятнее всего, носит техногенный характер. Na^+ , т.к. эта проба отобрана в реке ниже по течению относительно действующего разреза, то, скорее всего, это связано с его отработкой.

Отдельно выделяются содержания SO_4^{2-} в 3^х пробах, где их концентрация составляет 35,4, 102 и 145 мг/л соответственно. Не смотря на то, что данные значения намного ниже ПДК (500 мг/л), они значительно выше установленных среди опробованных нами средних значений для этой территории (7 мг/л). Все максимальные значения объяснимы – две пробы отобраны из техногенного пруда (отстойника) и еще одна из р. Черновой Нарык ниже территории разрезов.

Картина распределения определяемых микрокомпонентов в поверхностных водах довольно сложная. Превышения содержаний по ПДК в отдельных точках установлены для Li, Mn, Se, Br и Hg. Не значительно превышают предельные значения по Br и Li. Содержания Be практически во всех отобранных точках близки к ПДК. Микроэлементы – Zn, Pb, Cu, F не превышают допустимые концентрации во всех отобранных пробах за исключением одной пробы, в которой отмечается превышение ПДК по Cd в 5,6 раз. Кроме этого, в данной пробе отмечаются повышенные содержания по Zn – 650 мг/л при ПДК 1000 мг/л, по Pb – 6,9 мг/л при ПДК – 10 мг/л.

В целом же, в поверхностных водах намного реже встречается превышение ПДК по микрокомпонентам, чем в подземных. На этом общем фоне выделяются пробы, отобранные из техногенных озер, в которых выше норматива обнаружено несколько элементов.

Установленные концентрации F, Li, Sr на данной территории имеют в основном природный характер, их содержания связаны с геохимическими процессами формирования состава воды. Обнаруженные аномальные содержания обусловлены, скорее всего, антропогенным влиянием и носят техногенный характер.

Изученные нами подземные воды с минерализацией от 0,5 до 19 г/л и рН от 7,0 до 8,8, чаще 7,4-8,6. Содержание HCO_3^- в среднем составляет 0,4-0,5, реже от 6,4 до 13,0 г/л, Ca^{2+} до 0,12 г/л, Na^+ в среднем до 0,1 г/л, реже от 2,8 до 5,7 г/л, а Cl^- – 0,016 г/л, реже от 0,3 до 2,8 г/л. Содержание всех определяемых макрокомпонентов, за исключением Na и Cl в слабо солоноватых подземных водах (минерализация 10-20 г/л) не превышает нормы, установленные ПДК [1].

Из всего ряда определяемых микроэлементов для подземных вод, превышающих ПДК, выделяются содержания Li, Al, B, Mn, Hg, Pb, Cd, J, Ba, Br, As, Se. Например, концентрации Li в 50 % отобранных проб превышает ПДК (0,03 мг/л) и составляют 0,03 до 0,15 мг/л. Отдельно выделяется группа слабосоленых вод с минерализацией от 10 до 20 г/л с более высокими концентрациями от 1 до 7 мг/л. Наблюдается зависимость увеличения содержания лития от минерализации. Эти точки также имеют повышенные содержания следующих микроэлементов: Br, Li, B, J, Hg, Ba, Cd. Подобная зависимость характерна и для Sr, F, J. Как и в случаи с поверхностными водами указанные содержания этих элементов имеют природное происхождение. Данные концентрации ложатся в общее поле закономерного распределения элементов в зависимости от солености вод.

Концентрация Al изменяется от 0,0002 до 2,4 мг/л при ПДК равной 0,2 мг/л. Не смотря на то, что четкой общей зависимости между содержаниями этих элементов на представленной диаграмме не прослеживается, выделяется несколько областей, где намечается рост Al в зависимости от значений рН и можно предположить, что установленные наибольшие значения Al имеют природный характер.

В подземных водах, как и в поверхностных, отмечены повышенные содержания Hg. При ПДК 0,0005 мг/л отмечается максимальное ее содержание 0,0062 мг/л. О природе содержаний данного элемента на изучаемой территории сейчас говорить трудно.

Из числа анализируемых биогенных элементов особое внимание обращает на себя Fe_{общ}. Во всех скважинах его содержание выше ПДК, которое составляет 0,3 мг/л, но даже появление столь высокой концентрации данного элемента является причиной не техногенное воздействия, а влияние природных геохимических процессов.

Среди азотных соединений содержания в подземных водах NO₂ и NO₃, по сравнению с поверхностными, обнаружены в значительно меньших концентрациях и не превышают установленные нормы. Например, в 2^х пробах содержание NO₃⁻ составляет 4,41 и 2,15 мг/л, что намного ниже ПДК, однако, это самые высокие содержания данного элемента из всех опробованных подземных вод при общих концентрациях до 0,6 мг/л. Содержания NH₄ в большинстве подземных вод наоборот, выше, чем в поверхностных и превышают ПДК в несколько раз. Однако причиной этого являются природные геохимические процессы, связанные с метанообразованием на территории Нарыкско-Осташкинской площади.

Дополнительным критерием качества воды является обитающие в них микроорганизмы. По численности той или иной физиологической группы в составе микробного анализа можно, по крайней мере, косвенно судить о роли микроорганизмов в превращении органического вещества.

По результатам изучения распространения и численности бактерий, участвующих в минерализации органического вещества, можно сказать следующее. В подземных водах доминирующими в процентном отношении являются олиготрофные бактерии, использующие в качестве питания следовые количества азота или получая его из газовой фазы. Количество этих бактерий больше в подземных водах, чем в поверхностных, однако, и в них содержания бактерий достаточно велико и по экологическому состоянию все воды относятся к «очень грязным».

Содержание нефтеокисляющих бактерий не велико и опробованные воды по их содержанию относятся к «чистым». Участвуя в процессах самоочищения, они могут служить индикаторами загрязнения нефтепродуктами.

Для всех опробованных подземных вод характерно высокое содержание психрофильных сапрофитов. Эта группа является показателем основных механизмов самоочищения вод от органических веществ.

Проведенные исследования позволяют утверждать, что большинство природных вод района практически не загрязнены. Отмеченные случаи повышенных концентраций различных элементов относительно ПДК, имеют в подавляющем большинстве природное происхождение, а техногенная составляющая начинает проявляться на границе территории с имеющимися разрезами. Установленные содержания Fe, Li, Sr и большинства биогенных элементов имеют в основном также природное происхождение и связаны с естественными процессами выветривания и почвообразования, а вот NO₂⁻, Hg имеют техногенное происхождение.

Установленные случаи загрязнения природных вод напрямую связаны с действующей на данной территории добывающей промышленностью и носят локальный характер.

Список литературы

1. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза / С.Л.Шварцев. М.: Недра, 1998. 288 с.
2. СанПиН 2.1.4.1175-02 «Гигиенические требования к качеству воды нецентрализованного водоснабжения. Санитарная охрана источников».
3. ГОСТ 2874-88 Вода питьевая. Гигиенические требования и контроль за качеством. – М.: Изд-во стандартов, 1988. – 7с.
4. ГН 2.1.5.1315-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в водных объектах хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. - М., 2004.

УДК 550.834.3(571.1)

**О СВЯЗИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НЕДР С ОСОБЕННОСТЯМИ ГЕОДИНАМИКИ
ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ**

В.С. Дружинин, В.Ю. Осипов, Н.И. Начапкин

druvs@mail.ru

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики
им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения Российской академии наук,
г. Екатеринбург, Россия*

Abstract. On the basis of materials thematic researches on creation of volume geologic-geophysical model of the top part lithosphere Ural's region the role of geodynamic situation by forming various type of structures continental crust is considered. Valid conclusion about need of accounting deep structure earth's crust at stage of regional forecasting by searches of hydrocarbons deposits is received.

Аннотация. На основе материалов тематических исследований по созданию объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Уральского региона рассмотрена роль геодинамической обстановки при формировании различного типа структур континентальной земной коры. Обоснован вывод о необходимости учета глубинного строения земной коры на стадии регионального прогнозирования поисков месторождений углеводородов.

Введение.

Роль глубинных разломов в генерации, миграции и образовании месторождений углеводородов (УВ) рассматривалась в ряде работ авторов [1, 3, 4, 6, 7]. Одновременно подчеркивалась необходимость учета специфики глубинного строения для повышения эффективности регионального прогнозирования, особенно для поисков крупных месторождений УВ и выяснения палео и современной геодинамики. Хотя следует признать, что разломная тектоника и специфика строения взаимосвязаны и взаимообусловлены; что первично, а что вторично определить сложно, особенно при недостатке информации по глубинному строению или ее игнорировании в осадочно-миграционной теории.

Поэтому в данном докладе подчеркивается роль специфики строения верхней части литосферы на конкретных примерах по ряду нефтегазоносных районов Уральского региона.

Результаты исследований.

Для решения поставленного вопроса приводятся примеры специфики глубинного строения и нефтегазоносности для характерных типов геологических структур, созданных процессами в земной коре и верхней мантии.

Своды и поднятия.

Рассмотрим Южно-Татарский свод с уникальными месторождениями нефти и Коми-Пермяцкое поднятие с незначительной перспективностью. Обе структуры находятся в Волго-Уральской нефтегазовой провинции. Южно-Татарский свод относится к древнейшим структурам Восточно-Европейской платформы (ВЕРП); преимущественно он развивался в режиме поднятия, что и отразилось на специфике его глубинного строения: ультрадеструктуризованная кора, представленная, в основном, серыми гнейсами нижнего архея с относительно пониженными скоростными параметрами (6,0-6,5 км/с), включениями интрузивных тел; повышение значений скорости (до 7,0 км/с) наблюдается с 30,0 км с постепенным переходом на уровень мантийных значений, начиная с $H=34,0-42,0$ км (рис. 5 из работы [2]). По данным глубинного ОГТ на геотраверсе «Гранит» (работы Центра «Геон» [9]) в интервале глубин 20,0-40,0 км прослежена зона повышенной концентрации отражающих элементов (рис. 1). Такие аномалии установлены для района двух супергигантских месторождений Ромашкинское и Ново-Елховское, разделенных глубинным разломом. Не исключено присутствие в этом районе глубинной флюидодинамической зоны (ГФДЗ) мантийного заложения (до $H=80-120$ км), что должно быть предметом дальнейших исследований.

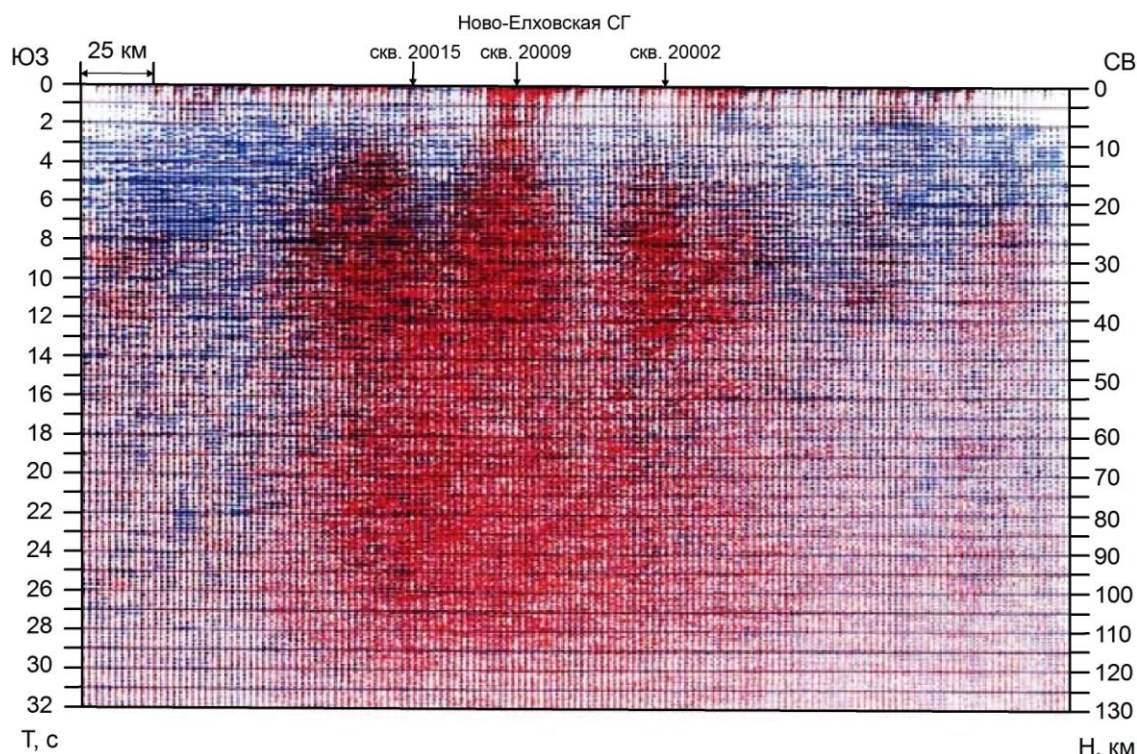


Рис. 1. Сводный сейсмический динамический разрез ЮТС по профилю Гранит [9]

Фундамент Коми-Пермяцкого свода сложен преимущественно протогоэосинклинальными отложениями нижнего протерозоя, аналогичными карелидам Балтийского щита, разрез которых на глубину до 7,0 км вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной СГ-3. Кристаллическая кора рассматриваемого поднятия подобна основной части ВЕП, отличаясь от них более высокими значениями физических параметров (скорость и расчетная плотность). Наиболее активные геодинамические процессы в нижнем протерозое сменились относительно спокойным развитием в последующее время. Несмотря на наличие по данным ГСЗ глубинных разломов (рис. 2) нефтегазоносность стандартных для востока ВЕП продуктивных горизонтов палеозоя мала, что подтверждается результатами выполненных в значительных объемах поисково-разведочных работ. Это обстоятельство необходимо учитывать также при поисках месторождений УВ в глубокопогруженных отложениях, например вендского возраста на данной территории.

Крупнейшее сводовое поднятие западной части Западно-Сибирского бассейна – Ханты-Мансийское относится по данным ГСЗ к структуре во многом подобной Южно-Татарскому древнейшему массиву. Оно перекрыто субплатформенными отложениями Д-С и терригенно-базальтовым комплексом триаса. Такая обстановка была впервые установлена по результатам работ ГСЗ по Ханты-Мансийскому профилю и подтверждена последующим бурением как и заключение о перспективности субплатформенных отложений [1]. То есть крупные месторождения мезозоя и промежуточного комплекса имеют глубинную «привязку» и находятся, возможно, в районе глубинной флюидодинамической зоны, образованной за счет предполагаемых сдвиговых дислокаций [6, 7].

В отличие от восточной окраины ВЕП, Западно-Сибирский геоблок вступил в стадию активных глубинных геодинамических процессов в верхнепалеозойское время, и она сохраняется до сих пор в отдельных зонах региона. Прежде всего, это зоны верхнепалеозойской гранитизации, к которым приурочены крупные инверсионные поднятия в рельефе домезозойского основания и повышенная нефтегазоносность геологических отложений. Примером является уникальное по запасам углеводородного сырья Уренгойское месторождение. Не исключено присутствие здесь месторождений нефти в низах мезозойских отложений и в дезинтегрированной части домезозойского основания. В рассматриваемых случаях крупные положительные структуры вызваны глубинными процессами сиамической

направленности. Нефтегазоносность недр в пределах развития крупных интрузий основного состава на территории Западно-Сибирской платформы мала, о чем свидетельствует отсутствие в этих районах сколько-нибудь значительных месторождений УВ.

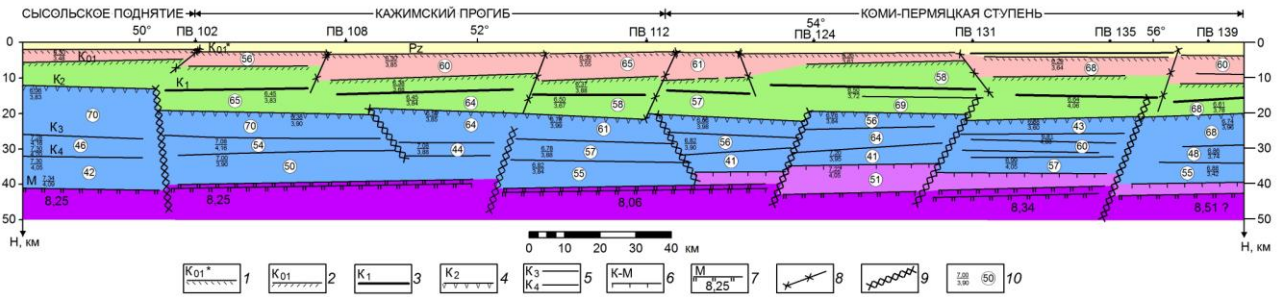


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по геотраверсу Рубин-1

Условные обозначения: 1 – Поверхность нижнего мегакомплекса докембрия, возможно нижнепротерозойского возраста; 2 – Поверхность нижнеархейского кристаллического фундамента; 3 – Поверхность нижнего мегакомплекса нижнеархейского кристаллического фундамента; 4 – Поверхность кровли нижней коры; 5 – Поверхности раздела в нижней коре; 6 – Поверхность переходного мегакомплекса в низах коры; 7 – Основной сейсмогеологический раздел Мохо; 8 – Разломы в верхней части земной коры; 9 – Глубинные разломы земной коры; 10 – Скорости продольных (в числителе) и поперечных (в знаменателе) волн, в км/с; Цифрой в круге показано расчетное значение содержания SiO_2 , вычисленное по отношению Vp/Vs .

Отрицательные структуры.

Для восточной окраины ВЕП это авлакогены и впадины в рельефе докембрийского основания. Первый подтип – крупные отрицательные структуры нижнеархейского кристаллического фундамента, расположенные в пределах глубинных флюидодинамических зон, обладающих повышенной активностью как в рифейско-палеозойский этап развития, так и вероятно в современное время. Рассмотрим это положение на примере крупной Воткинско-Куединской впадины округлой формы с горизонтальными размерами 150x170 км. В состав этой структуры на юго-западе Пермского края и окраине Республики Башкортостан входят Калтасинский авлакоген с аномальными чертами глубинного строения и Воткинская впадина, расположенная между Южно-Татарским сводом и указанной аномальной зоной (рис. 3). Именно на данной территории сосредоточены основные месторождения в продуктивных горизонтах карбона, форма расположения которых подчеркивает контуры предполагаемой ГФДЗ (рис. 3). За пределами Воткинско-Куединской впадины на продолжении Калтасинского авлакогена имеются только незначительные месторождения нефти. Исходя из активности геологической среды и, по-видимому, присутствия глубинного источника генерации УВ территория рассматриваемой впадины является весьма перспективной для поисков УВ в нижнерифейских доломитах и в терригенно-карбонатных отложениях, залегающих здесь на относительно небольших глубинах 2,0-2,5 км. Причем решающее значение при регионально-зональном прогнозировании имеет тектонический фактор: расположение глубинных разломов и сдвигов разных направлений и различной активности, в том числе на современном этапе развития. Данный вопрос рассмотрен в нескольких наших публикациях [5, 6, 7, 8].

Другой подтип авлакогенов образован в результате дифференциальных движений, преимущественно в виде сдвигов блоков в основном под воздействием внешних сил, непосредственно не связанных с активностью верхней мантии в районах его расположения. Горизонтальные размеры таких структур, как правило, не превышают 25,0-50,0 км, мощность заполняющих осадков докембрия незначительна; протяженность зависит от размеров соответствующих блоков.

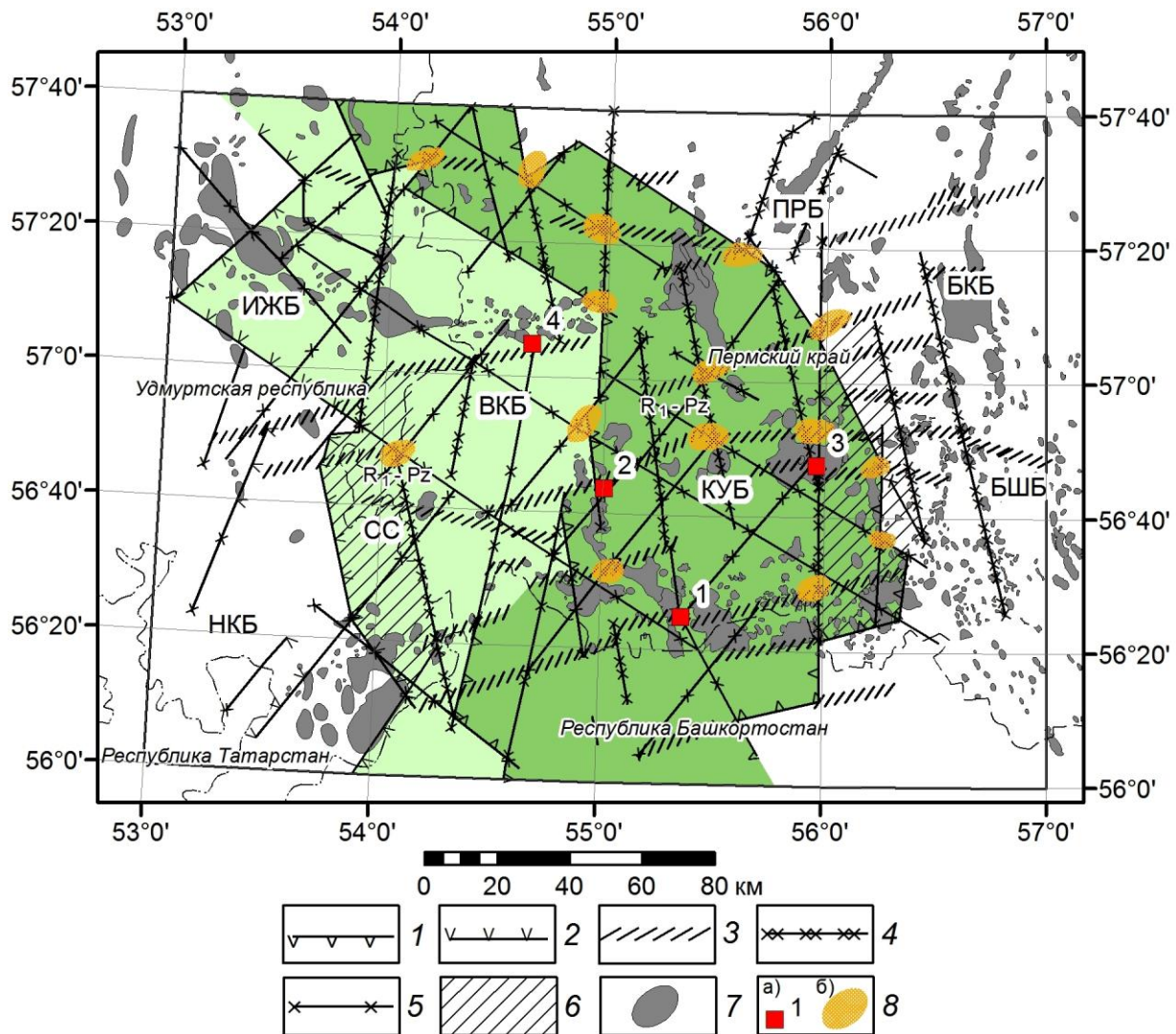


Рис. 3. Схема потенциальной нефтегазоперспективности нижнерифейских комплексов, расположенных на юго-западе Пермского края

Условные обозначения: Блоки земной коры: ИЖБ – Ижевский, НКБ – Нижнекамский, ВКБ – Воткинский, КУБ – Куединский, ПРБ – Пермский, БКБ – Бымско-Кунгурский, БШБ – Башкирский, СС – Сарапульская структура; Границы потенциально перспективных блоков Бардымской площади: 1 – Куединский; 2 – Западная граница отрицательной структуры; Дизъюнктивная тектоника: 3 – Субширотные дислокации; 4 – Субвертикальные разломы; 5 – Основные составляющие сдвиговой тектоники; 6 – Пограничные зоны; 7 – Известные месторождения нефти (Неганов В.М., 2010); 8 – Перспективные участки для постановки детальных исследований первой очереди (а), последующей стадии (б).

В качестве примера сошлемся на Кажимско-Кировский авлакоген, расположенный в области развития нижнепротерозойских протогеосинклинальных комплексов на восточной окраине ВЕП (рис. 2). В аналогичной обстановке в пределах кристаллической коры с повышенными физическими параметрами и неблагоприятными условиями для масштабной генерации УВ находится Ижма-Печорская впадина Тимано-Печорского геоблока (ТПГБ), Ляпинский прогиб и Вагай-Ишимская впадина Западно-Сибирского бассейна. На рис. 4 приведена схема (макет) тектонического районирования по северо-восточной части ВЕП и ТПГБ, где четко просматривается практически отсутствие месторождений УВ, несмотря на значительный объем выполненных геолого-поисковых работ. То же самое относится к Ляпинскому прогибу и Вагай-Ишимской впадине. Шеркалинский прогиб Приуральской части Западно-Сибирской нефтегазовой провинции (НГП), соответствующий пограничному шву (рифту) между собственно уралами и срединными поднятиями, такими как Ханты-

Мансийский, относится к разряду зон с повышенным углеводородным потенциалом геологической среды.

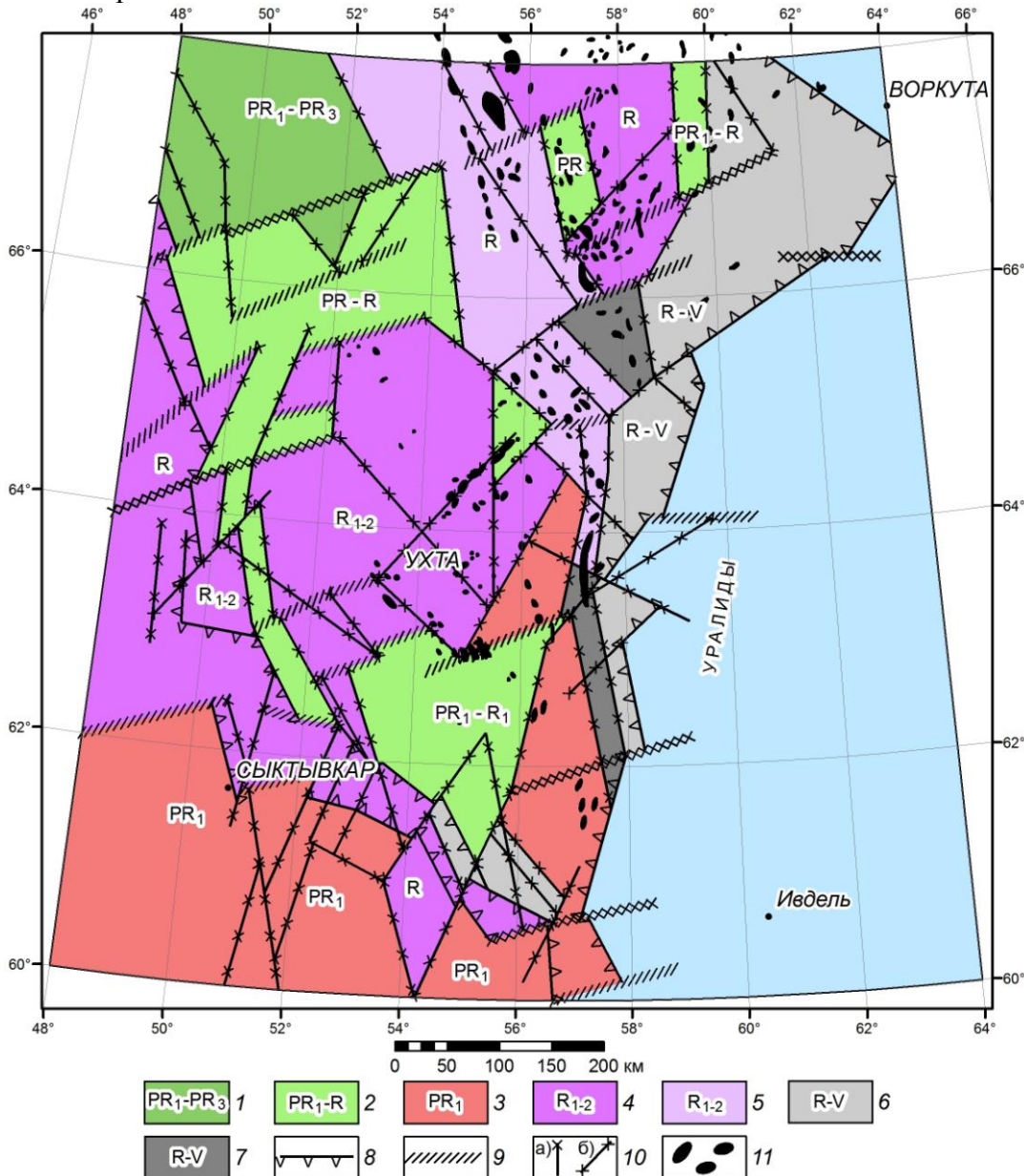


Рис. 4. Макет основных подразделений докембрийского основания Тимано-Печорского геоблока

Условные обозначения: Типизация структур по предполагаемому возрасту и строению (1-7): 1 – Преимущественно карелиды, перекрытые верхнепротерозойскими отложениями Ижма-Печорского мегаблока; 2 – Преимущественно карелиды, с расположенными выше тиманидами Ижма-Печорского мегаблока; 3 – Преимущественно карелиды Коми-Пермяцкого мегаблока восточной окраины ВЕП; 4 – Рифейские складчатые комплексы преимущественно в пределах Среднетиманского мегаблока; 5 – Рифейские преимущественно сублатформенные и складчатые отложения Печорской пограничной структуры; 6 – Рифейско-вендские сублатформенные отложения Восточно-Печорского мегаблока; 7 – Преимущественно верхнерифейские складчатые комплексы Восточно-Печорского мегаблока; Элементы разрывной тектоники со схемы тектонического районирования верхней части литосферы ТПГБ (8-10): 8 – Контуры Тимано-Печорского геоблока, соответствующие глубинным разломам; 9 – Субширотные глубинные дислокации, разделяющие преимущественно разновозрастные мегаблоки разного состава и строения; 10 – Субвертикальные (а) и диагональные (б) глубинные разломы, частично соответствующие границам между мегаблоками и подчеркивающие их сложное тектоническое строение; 11 – Месторождения углеводородов.

Выводы.

- Нефтегазоносность осадочных бассейнов, включая глубоко погруженные отложения и дезинтегрированную часть фундамента, определяется глубинными процессами, приводящими к формированию структур благоприятных для генерации и миграции углеводородов и последующим образованием месторождений УВ в интервале глубин до 6,0-7,0 км от дневной поверхности. Этому также способствуют глубинные разломы, особенно те из них, которые создают глубинные флюидодинамические зоны.

- В целях повышения уровня регионального прогнозирования необходимо иметь в достаточном объеме информацию о специфике глубинного строения земной коры и верхней мантии. Для реализации этого положения следует продолжить тематические исследования в указанном направлении. При выборе участков для постановки детальных поисковых работ, к примеру М 1:25000, необходимо знать физико-механические параметры среды и характер проявления залежи УВ в физических полях, включая сейсмотомографические наблюдения с использованием активных и пассивных источников.

Только при сохранении стадийности в прогнозных исследованиях, особенно при поисках месторождений УВ в глубоко погруженных отложениях и учета специфики строения земной коры, можно рассчитывать на эффективное решение проблемы глубинной нефти.

Работа выполнена при федеральной поддержке Уральского отделения РАН: проекты 12-И-5-2067, 12-Т-5-1018.

Литература

1. Дружинин В.С. Особенности глубинного строения Западно-Сибирской плиты по Ханты-Мансийскому профилю ГСЗ // Геология и геофизика, 1983. № 4. С. 39-45.
2. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Песковский И.Д., Кашубина Т.В., Осипов В.Ю. К вопросу об оценке эффективности наземной геофизической информации по данным бурения сверхглубоких скважин, расположенных в районе геотраверса "Гранит". Уральский геофизический вестник, 2003. №5. С. 24-33.
3. Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Первушин А.В. О поисках углеводородов в юго-западной части Свердловской области // Разведка и охрана недр, 2004. № 2. С. 29-30.
4. Дружинин В.С. Информация о строении земной коры – необходимый атрибут региональной нефтяной геологии (на примере Уральского региона) // Отечественная геология, 2009. № 6. С. 65-70.
5. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Решение задач региональной геологии среднего сегмента Уральского региона на основе объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2012. № 1. Москва, ВНИИ ОЭНГ. С. 32-41.
6. Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Монография. Роль информации о строении верхней части литосферы Уральского региона для решения региональных задач тектонического районирования и оценки нефтегазоперспективности исследуемых территорий. LAP LAMBERT Academic Publishing. Германия. 2012. 153 с.
7. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Региональный прогноз поисков месторождений углеводородов с учетом специфики строения верхней части литосферы // Разведка и охрана недр, 2013. № 1. С. 33-41.
8. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Схемы тектонического районирования Уральского региона на основе геолого-геофизической информации о строении верхней части литосферы // Отечественная геология, 2013. № 1. С. 43-58.
9. Шаров В.И. Процессы самоорганизации в геосистемах по материалам сейсмического изучения диссипативных структур и флюидного режима в литосфере рудных и нефтегазоносных районах. Материалы конференции «Симпозиум и школа. Синергетика геосистем», 2007. Москва. http://geo.web.ru/conf/SGS_2007/pdf/sharov.pdf

УДК 550.83

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКАЯ ЭМИССИЯ И ПРОНИЦАЕМОСТЬ КОЛЛЕКТОРА

В.В. Дрягин

vvdryagin@mail.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

The relation seismoacoustic emission petroleum the reservoir with its permeability.

Сейсмоакустическая эмиссия (САЭ) представляет собой процесс излучения упругих волн в результате обратимых или частично обратимых изменений структуры твердых тел под влиянием внешних и внутренних факторов, различной физической природы, таких как, локальные перераспределения напряжений, образование новых трещин, дегазация, изменение фазового состояния и химического состава пород. В кристаллических массивах существование САЭ связано с процессом образования новых трещин, в флюидонасыщенных средах, наряду с упругими процессами могут возникать и гидродинамические причины [1,2,5].

Значительно ранее было дано определение САЭ как фундаментального свойства горных пород *in situ* [3,4] которая обладает способностью постоянно действующего излучения. Одна из основных отличительных особенностей эмиссии это отражение релаксаций напряжений и высокая чувствительность к внешним воздействиям, а также широко масштабность и широкая полоса излучения. В частности, в работах отмечается высокая чувствительность сейсмической эмиссии к изменению пластового давления при вибросейсмическом воздействии на залежь. Приводятся данные о САЭ как диагностическом признаке увеличения нефтеотдачи пласта при искусственном воздействии на него, приведен пример различной эмиссионной реакции пластов коллекторов и не коллекторов, как в фоновом режиме регистрации, так и после вибровоздействия. Указывается на неоднородность шумового процесса САЭ в виде импульсных сигналов с сильным изменением их параметров: плотности потока и амплитуды, которые происходят на фоне не большого изменения среднего уровня шума. Причем, значительные изменения этих параметров отмечаются в нефтяном пласте при инициирующем вибровоздействии наземным вибратором.

Выводы, сделанные в работе [3], указывают на сложный характер связи пространственной вариации САЭ со структурными особенностями горных пород, реологическими свойствами и напряженным состоянием. При этом указывается, что нефтяные коллекторы, обладая высоким сейсмоэмиссионным потенциалом и временной устойчивостью процесса, создают “перспективу развития методов поиска и разведки нефти, основанных на использовании естественной и наведенной САЭ”, которая имеет общее название “эмиссионная томография”.

Еще одна особенность САЭ, отмеченная в этой работе, и получившая подтверждение в наших работах по технологии исследования САЭ в скважинах, связана с изменениями фильтрационно - емкостных свойств насыщенной пористой среды под влиянием акустического воздействия в скважине.

При проведении промысловых исследований, энергия акустической эмиссии, выделяемая в исследуемом интервале записи, определялась экспресс методом вычисления спектральной плотности энергии во всем регистрируемом диапазоне частот и регистрировалась специальной геофизической станцией. Среднее увеличение сигнала САЭ составляло (12-42 %) прироста относительно фона, в то время как события акустической эмиссии в виде единичных действий источников эмиссии происходили случайным образом, но имели при этом характерные параметры импульсов сигнала АЭ конечной длительности, определенной формы с определенным максимальным значением энергии и частоты заполнения. Было отмечено наличие доминирующих частот в составе АЭ.

Сопоставление параметров эмиссионных сигналов с геологическими характеристиками месторождений позволило установить зависимость их спектрально энергетической характеристики и доминирующих частот с поровым или трещиноватым видом фильтрационных свойств коллектора. Так, в разрезе Тевлинско-Русскинского месторождения выявлены несколько продуктивных пластов: БС10 (2+3), БС11(1+2), залегающих на глубинах 2500-2900 метров. Пласты сложены мелко-зернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Коллекторами являются песчаники и алевролиты, неколлекторами - аргиллиты и глины. Фильтрационно - емкостные свойства этих коллекторов изменяются в широких пределах: пористость от 21,2% до 26,9%, проницаемость - от 2 мД до 444 мД.

По результатам геолого-геофизической информацией, промысловых испытаний на приток нефти из этих пластов и сопоставления с данными КСАЭ установлено, что их продуктивность определяются поровыми и трещиноватыми типами коллекторов, которые различным образом выделяются по доминирующим частотам и динамике их энергии после акустического воздействия. Коллекторы с проницаемостью (2-12 мД) обладают доминантными частотами (6-9 кГц) и имеют прирост 30-40% энергии САЭ относительно фоновой, при испытаниях на приток в двух скважинах они обеспечили дебит 34-40 тонн в сутки нефтью с обводненностью не превышающей 2%.

Наиболее отчетливо прослеживается связь энергии САЭ с расчетным коэффициентом проницаемости $K_{пр}$ (рис.1), который получен по результатам ГИС в открытом стволе скважины.

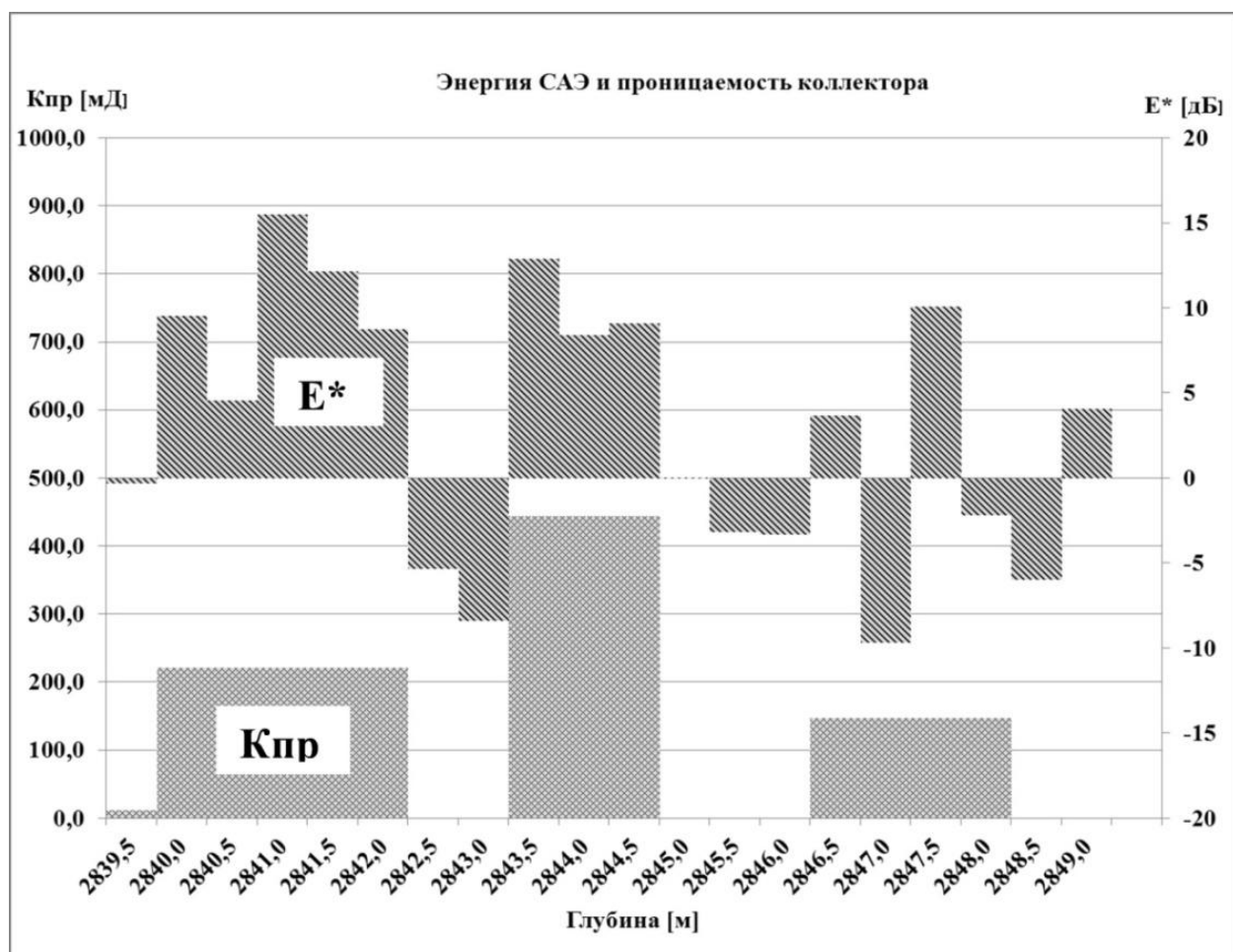


Рис. 1. Соотношение энергии вызванной САЭ с проницаемостью коллектора.

Энергия САЭ определялась, как и в предыдущем случае, в отношении к фоновой энергии, измеренной до акустического воздействия. Энергия после акустического воздействия определялась как суммарная энергия высокочастотной составляющей сигнала САЭ измеренной с шагом 0,5 метра по глубине скважины.

Относительная энергия высокочастотной составляющей САЭ:

$$E^* = 20 \log(\sum Eat(i) / E(fon)) \text{ (дБ)}$$

где, $\sum Eat(i)$ - суммарная энергия сигнала САЭ определенная по спектральной плотности энергии высокочастотной части спектра, полученная после нескольких ($i=2-4$) сеансов акустического воздействия,

$\sum E(fon)$ - фоновая энергия сигнала в той же части спектра.

В верхних интервалах пласта с проницаемостью 220 мД и 444 мД происходит существенное увеличение энергии САЭ после воздействия, что согласуется с данными на графиках рис. 1. В нижнем интервале пласта изменение энергии имеет более сложный характер и включает как увеличение энергии, так и ее уменьшение после воздействия. В непроницаемых интервалах между пластами коллекторами изменение энергии носит отрицательный характер. Последнее вероятно связано со снятием механических напряжений в непроницаемой и ненасыщенной горной породе при акустическом воздействии.

Таким образом, сделанные в работе [3] выводы о перспективе развития методов поисков и разведки нефти на основе использования естественной и наведенной САЭ получили убедительное подтверждение [6]. Влияние на залежь волновым или акустическим воздействием, описанное в этой работе и во многих других, связывают с увеличением добычи нефти за счет увеличения фазовой проницаемости коллектора.

Работа выполнена по материалам, предоставленным НПФ «Интенсоник», при поддержке программы фундаментальных исследований по науке о Земле РАН №12-П-5-1016.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Митрофанов В.П., Дзюбенко А.И., Нечаева Н.Ю., Дрягин В.В. Результаты промысловых испытаний акустического воздействия на призабойную зону пласта// Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1998. №10. С.29-35.
2. Николаев С.А., Овчинников М.Н. Генерация звука фильтрационным потоком в пористых средах. //Акустический журнал, 1992 том №38 вып. 1 С.114-118.
3. Беляков А.С., Гамбурцев А.Г., Лавров В.С., Николаев А.В., Приваловский Н.К. Иницирующие вибровоздействия и сейсмическая эмиссия горных пород. // ДАН Физика земли, 1996, №2, С. 68-74.
4. Беляков А.С., Кузнецов В.В., Лавров В.С., Севальнев А.В. Результаты измерений сейсмоакустического фона во внутренних точках геологической среды. // ДАН Геофизика, 1987, Том 295, №3. С. 567-568.
5. Дрягин В.В., Кузнецов О.Л., Стародубцев А.А., Рок В.Е. Поиск углеводородов методом вызванной сейсмоакустической эмиссии. Акустический журнал, 2005, Том 51. Выпуск «Геоакустика» С. 66-73.
6. Дрягин В.В. Сейсмоакустическая эмиссия нефтепродуктивного пласта. Акустический журнал, 2013, Том 59, № 5, С. 1-8.

УДК 550.83

**О ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ КЕРНА И СОЗДАНИИ
ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТИ ПО ДАННЫМ
КАРОТАЖА КСАЭ**

В.В. Дрягин, Д.Б. Иванов, Г.В. Иголкина, З.С. Мезенина

vvdryagin@mail.ru, galinaigolkina@yandex.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

The examples of studies of the properties of acoustic emission on representative core samples in as close to reservoir conditions and comparison of laboratory data with the results of field research.

Исследование источника акустической эмиссии, с использованием кернового материала, позволили получить новые представления о характере ее происхождения. В отличие от ранее имевшихся представлений об объеме происхождения эмиссии как области продуктивного пласта, подвергнутой облучению силовым акустическим полем, данные полученные на керновом материале сократили этот объем до уровня ограниченного порового пространства. При этом фильтрация флюида, особенно с возрастанием доли воды, снижает доминирующую частоту эмиссии до уровня десятков герц. Последний факт является наиболее интересным, поскольку получен в малом объеме керна. Запись акустической эмиссии в течение продолжительного времени относительно времени силового воздействия на пласт, позволяет выявить процесс развития акустической эмиссии и рассчитать его основные параметры, как в скважине, так и на кернах. Таковыми параметрами акустической эмиссии являются: энергия, интенсивность, доминирующие частоты и их амплитуды, а также кинематические параметры. Установлена одинаковая закономерность изменения этих параметров от насыщенности в скважинах и на кернах. В ходе проведения лабораторных исследований на образцах керна было выявлено улучшение фильтрации через образцы под действием акустического поля. В свою очередь, это может быть доказательством увеличения коэффициента продуктивности при акустическом воздействии на пласт. Улучшения ФЕС при АВ отражаются в измененном эмиссионном отклике среды.

Новизна исследований заключается в изучении эмиссионного отклика насыщенной пористой среды на виброволновое воздействие, которое изменяет фоновое состояние среды, вызывая в ней различные геологические процессы, сопровождающиеся разрядкой упругой энергии. Актуальность заключается в необходимости решения ключевой проблемы разработки месторождения нефти, а именно, в получении надежной информации о текущей насыщенности пласта, в связи с вступлением уникальных и крупных высокопродуктивных месторождений, дающих основную нефть, в стадию падающей добычи, для которой характерна высокая обводненность.

Исследования основаны на изучении свойств акустической эмиссии на представительных образцах кернов в условиях максимально приближенных к пластовым условиям и сравнении лабораторных данных с результатами промысловых исследований.

В лабораторных условиях на установке УИК АЭ НПФ «ИНТЕНСОНИК» были исследованы образцы керна из пласта БС₁₀²⁻³ с Тевлинско-Русскинского месторождения скважина № 9784 [2].

В процессе подготовки к проведению экспериментов (насыщение флюидом) образцы подвергались взвешиванию. После взвешивания сухих образцов производилось насыщение их водой под вакуумом в течение 2-х часов при комнатной температуре. В дальнейшем производилось центрифугирование образцов в 3 этапа. Продолжительность каждого этапа центрифугирования составляла 20 минут. Скорость вращения центрифуги составляла 3500 об/мин. В результате получали образцы с остаточным водонасыщением. После исследований керна при остаточном водонасыщении, образцы насыщались керосином под вакуумом в течение 4 часов.

Насыщенные образцы (остаточная вода, керосин) помещались в УИК АЭ, где происходило их всестороннее обжатие. При росте давления на образцы происходит интенсивное излучение акустической эмиссии, которая связана с упругой деформацией образцов. Анализ и интерпретация результатов проводился при помощи преобразования Гильберта-Хуанга [5]. Строились графики частотного распределения до и после АВ (рисунки 1).

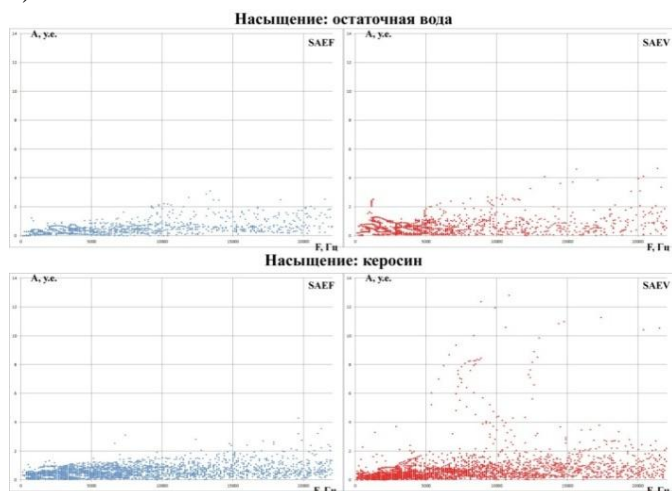


Рис. 1. Распределение частот до и после АВ. Лабораторные образцы № 617-9784-74, №617-9784-79.

Задачи литологического расчленения, выделение коллекторов и оценка эффективных толщин рассматривались в работе [3] по материалам ГИС без непосредственного привлечения керновых данных. Выделение пластов-коллекторов и оценка

эффективных толщин объектов также обеспечивается по материалам ГИС. Петрофизические оценки граничных значений ФЕС представляют интерес при уточнении выделенных эффективных толщин в случаях неоднозначности прямых косвенных признаков коллекторов, это касается как участков разрезов представленных низкопоровыми коллекторами, так и интервалов слоистых пачек. В связи с тем, что силовое акустическое воздействие влияет на проницаемость насыщенного порового пространства [1, 4], стала очевидной необходимость установить связь между коэффициентом проницаемости и динамикой сигнала сейсмоакустической энергии. По результатам сопоставления данных эмиссионного каротажа с методами ГИС, можно получить оценку наличия углеводородов в поровом пространстве пласта коллектора, а также их фильтрационную способность. Эта способность оценивалась ранее по влиянию акустического воздействия на проницаемость коллектора гидродинамическими методами.

Характер насыщенности пористой среды и ее проницаемость являются дополняющими друг друга параметрами в отношении вызванной сейсмоакустической эмиссии. На основании многочисленных опытов при выполнении каротажа скважин на характер текущей насыщенности, совершенно очевидной стала зависимость энергии вызванной эмиссии от пористости и проницаемости околоскважинного пространства. Эта связь доказывается хотя бы тем, что вне коллекторов вызванной эмиссии нет.

Сопоставление проницаемости по ГИС с естественным эмиссионным фоном показывает практическое отсутствие связи между ними, в то время как после акустического воздействия корреляция резко возрастает и может составлять десятки и сотни процентов. При этом сам коэффициент корреляции не высок, поскольку приходится сравнивать непрерывную функцию спектральной плотности энергии от глубины скважины с линейно-кусочной функцией расчетного коэффициента проницаемости $K_{пр}$, полученного по данным ГИС. На рисунке 2 приведен пример расчета коэффициента корреляции для скважины №329 месторождения Кальчинское. Обозначения на рисунке: SAEDV- относительное изменение спектральной плотности энергии до и после АВ в процентах; $K_{пр}$ – коэффициент проницаемости; SAEF – естественная сейсмоакустическая эмиссия; R – коэффициент корреляции.

Таким образом, усиление связи сигнала вызванной САЭ с проницаемостью коллектора происходит за счет проявления энергии в новой высокочастотной области, которая совершенно отсутствовала в фоновом сигнале [1] и которая является характерной

для этого типа коллектора и соответствующей насыщенности нефтью. Практическое отсутствие корреляции проницаемости с фоновым сигналом САЭ, объясняется тем, что при этом, основной вклад в энергию сигнала САЭ вносят низкочастотные составляющие, которые никак не связаны с доминирующими высокими частотами эмиссии не возбужденного пласта, а имеют более широкое пространственное происхождение.

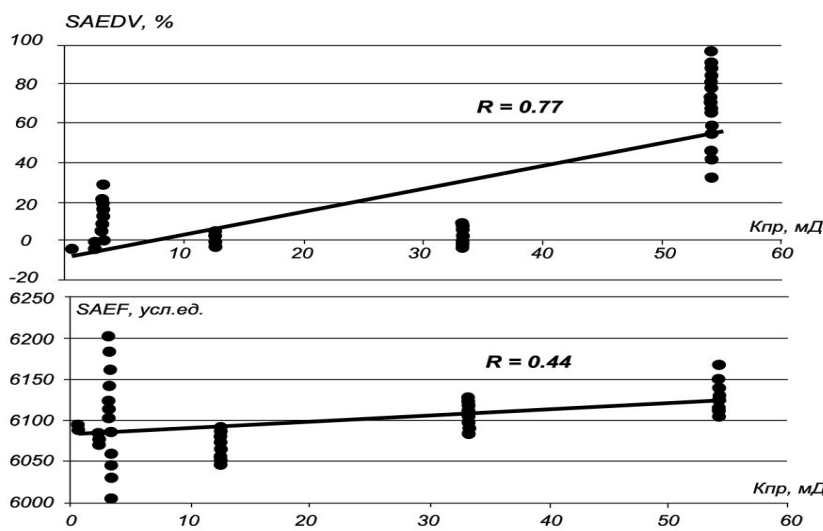


Рис. 2. Корреляционная зависимость САЭ

Определяющими факторами увеличения коэффициента вытеснения и фазовых проницаемостей флюидов при виброволновом воздействии являются параметры микроструктуры эффективного порового пространства, изменение свойств нефтей, интенсивность и время ультразвукового воздействия. Полученные результаты наглядно отражают распределение флюидопотоков в ПЗП и в определённой степени иллюстрируют процесс разработки трудноизвлекаемых запасов. Таким образом, акустическое воздействие является гарантированным способом интенсификации фильтрационных процессов при вытеснении нефти водой.

Работа выполнена по материалам, предоставленным НПФ «Интенсоник», при поддержке программы фундаментальных исследований по Отделению наук о Земле РАН, проект № 12-П-5-1016.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дрягин В.В., Иголкина Г.В., Стародубцев А.А. Решение геолого-промысловых задач при разработке месторождений методом каротажа вызванной сейсмоакустической эмиссии (КСАЭ). Материалы Международной конференции: «Фундаментальные проблемы разработки нефтегазовых месторождений, добычи и транспортировки углеводородного сырья» ГЕОС. Москва. 24-26.11.2004. С.256.
2. Дрягин В.В., Лауфер К.К., Иванов И.А., Госс А.В., Иванов Д.Б. Лабораторная установка исследования акустической эмиссии кернов насыщенных пород. «Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей». Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2011, с.130-133.
3. Иголкина Г.В., Дрягин В.В., Иванов Д.Б., Мезенина З.С. Корреляция проницаемости терригенных коллекторов с вызванной сейсмоакустической эмиссией Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов. Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008, с.93-95.
4. Митрофанов В.П., Дзюбенко А.И., Нечаева Н.Ю., Дрягин В.В. Результаты промысловых испытаний акустического воздействия на призабойную зону пласта// Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1998. №10. С.29-35.
5. Huang, N. E., Z. Shen, S. R. Long, M. C. Wu, H. H. Shih, Q. Zheng, N.-C. Yen, C. C. Tung, and H. H. Liu, 1998: The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. Proc. R. Soc. London, Ser. A, 454, 903-995.

УДК 550.831

**ЛОКАЛЬНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ
ПРОСТРАНСТВЕННО-СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ**

О.А. Дудин, dudin_oleg@mail.ru, ООО «Норильскгеология», Норильск, Россия

*А.С. Долгаль, dolgal@mi-perm.ru, ФГБУН Горный институт
Уральского отделения Российской академии наук, Пермь, Россия*

Abstract. The article shows the role of gravity and magnetic exploration methods in the study of ore-bearing bodies of the Norilsk industrial district. In the article the possibility of local forecasting copper-nickel mineralization based on spatial and statistical analysis of potential fields is given. The example of predictive classification of the Talnakh ore-bearing body is also given here.

Норильский регион является горнорудным районом, где сосредоточены уникальные месторождения медно-никелевых руд. В 60-х годах XX века были открыты уникальные месторождения Талнахское и Октябрьское, которые являются основными поставщиками цветных металлов в России и мире. Воспроизводство минерально-сырьевой базы за счет поиска новых месторождений на сегодняшний день одна из приоритетных задач геологической службы Норильского региона. Для решения прогнозно-поисковых задач широко используются геофизические методы. Среди них особое значение гравиразведка и магниторазведка, исследования с применением которых из-за низкой себестоимости работ носят площадной характер, что позволяет оперативно оценить перспективность больших территорий, локализовать первоочередные участки и снизить затраты на производство дальнейших геологоразведочных работ.

В статье рассмотрена возможность локального прогнозирования медно-никелевого оруденения с использованием гравитационного и магнитного полей на примере Талнахского рудного узла и его флангов [4]. Исходными материалами являлись цифровые модели гравитационного и магнитного полей, отвечающие регулярной сети 100×100 м, составленные по результатам съемок 1:50 000–1:25 000 масштаба. Размер площади исследований составил около 1400 км^2 . В процессе исследований формировались локальные геофизические базы данных, выполнялись трансформации и математическое моделирование источников геопотенциальных полей, уточнялись прогнозно-поисковые критерии оруденения и выделялись участки для постановки дальнейших поисковых работ (с оценкой прогнозных ресурсов по категории P_2). В качестве инструментов интерпретации использовались программный комплекс КОСКАД-3D и система OASIS Montaj версии 7.3.

Несмотря на то, что рудоносные объекты – дифференцированные интрузии базит-гипербазитового состава характеризуются повышенными значениями плотности ($2.86 - 3.03 \text{ г/см}^3$) и суммарной намагниченности (до 16 А/м) по отношению к вмещающим породам, выявить в наблюдаемых гравитационном Δg и магнитном $(\Delta T)_a$ полях аномальные эффекты от этих объектов крайне затруднительно. Причинами являются: сравнительно слабый уровень полезного сигнала; наличие интенсивных аномалий - помех, обусловленных физическими неоднородностями геологической среды; специфические искажения аномалий, связанные с горным рельефом местности и т.д. [2].

С целью обнаружения и локализации рудоперспективных объектов последовательно выполнялись: трансформации геофизических полей; вычисление градиентных характеристик полей; корреляционный анализ локальных особенностей полей и рельефа земной поверхности; вычисление комплексного показателя Q (по Г.С. Вахромееву); кластерный анализ многомерных геофизических данных (по алгоритму А.В. Петрова); количественная интерпретация аномалий методом неформализованного подбора в 2D-варианте по 4-м профилям.

Методика формирования функции комплексного геофизического показателя Q реализует независимость используемых признаков – полей Δg , $\Delta g_{\text{лок}}$, $(\Delta T)_a$, $\Delta T_{\text{лок}}$ и их почти равную информативность через статистический синтез полей за вычетом фоновых значений, нормированных на усредненную дисперсию. При этом аномальные значения Q можно отождествлять с возмущающими объектами высокой плотности и намагниченности, в т. ч. и с дифференцированными интрузиями. Способ достаточно успешно опробован на известных рудных узлах и месторождениях Норильского района [2] и рекомендован в качестве основного формализованного приема комплексной интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки на этапах выделения и оконтуривания рудоперспективных участков.

Алгоритм классификации А.В. Петрова построен на принципах самообучения и позволяет решать задачу разделения исследуемой площади на области с одинаковым значением вектора среднего по совокупности признаков [3]. Конечное число классов (однородных в смысле вектора среднего областей) определяется автоматически в процессе вычислений. В качестве исходных данных для классификации были выбраны локальные составляющие гравитационного и магнитного полей, а также функция комплексного показателя Q, результаты классификации приведены в таблице.

Таблица

Результаты классификации многомерных данных

Номер класса	Кол-во точек, %	dГлок, мГал		Тлок, нТл		Q	
		Среднее	Стандарт откл.	Среднее	Стандарт откл.	Среднее	Стандарт откл.
5	7	0.85	0.20	-4	25	1.14	0.57
12	11	0.42	0.13	-3	9	0.35	0.32
8	2	0.96	0.23	12	16	2.74	0.42
9	4	0.87	0.29	144	19	2.99	0.39
6	5	0.74	0.32	82	31	1.93	0.89
7	3	0.94	0.24	-53	28	1.80	0.66
10	5	0.44	0.34	-113	22	-0.41	0.83
11	5	0.27	0.27	-42	17	-0.25	0.59
14	2	-0.58	0.50	141	21	0.94	1.52
15	2	-1.14	0.15	77	24	-1.97	0.67
3	2	-0.35	0.41	32	36	1.46	1.04
1	22	-0.03	0.16	-1	14	-0.19	0.35
2	14	-0.48	0.16	-5	19	-0.83	0.41
4	13	-0.87	0.28	-10	21	-1.93	0.50
13	2	-0.44	0.43	-122	20	-2.24	0.41

Наибольший интерес представляют классы № 5, 12, 8, сконцентрированные в фронтальной и центральной частях известного рудоносного интрузива, характеризующиеся аномальными значениями гравитационного поля и практически фоновыми значениями магнитного поля, а также положительными значимыми значениями комплексного показателя Q, что характерно для интрузивных тел, находящихся на глубинах до 1 км и перекрытых нижней толщей слабомагнитных базальтов (Рис.1). Особое внимание следует уделить зонам, предположительно отвечающим внешним продолжениям известной интрузии, которые также могут нести сульфидное оруденение. Несомненный поисковый интерес представляют локальные зоны классов 5 и 12, выделенные в области осадочных пород и находящиеся в западной части рудного поля.

Результаты интерпретации геопотенциальных полей рудного узла позволяют сделать вывод о том, что успешное решение задачи обнаружения рудоносных интрузий возможно до глубины 700 м при интенсивности гравитационных аномалий до ~ 0.25 мГал, магнитных – до ~ 100 нТл. Для достоверного решения такого рода задач в горных районах необходимо проведение съемки масштаба 1:5 000 с полной погрешностью интерполяции $\pm 0,07$ мГал и с плотностью наблюдения не менее 50 пунктов на 1 км^2 , согласно «Инструкции по гравиразведке» [1]. Для аэромагнитной съемки необходима высокоточная привязка съемочных маршрутов как в плане, так и по высоте.



Рис. 1. Результаты прогнозной классификации геофизических полей (КОСКАД-3D):
1 – контур рудоносной инрузии; 2 – граница развития трапповых образований;
3 – выделенные перспективные участки; 4 – скважины, их номера

Сочетание методов пространственно-статистического анализа полей, петрофизического моделирования и решения обратных задач позволило успешно решить поставленные геологические задачи и выделить 7 участков суммарной площадью около 142 км² для проведения дальнейших поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гравиразведка: Справочник геофизика* (Под ред. Е.А.Мудрецов, К.Е.Веселова. 2-е издание, перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 607 с.
2. *Долгаль А.С.* Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. Абакан, ООО «Фирма-МАРТ», 2002 г. 188 с.
3. *Петров А.В.* Теоретические основы обработки геофизических данных. М.: РГГУ, 2004. 74 с.
4. *Прогнозирование не выходящего на поверхность оруденения при глубинном геологическом картировании и геологическом доизучении площадей.* Методическое пособие / М.Л. Сахновский, П.А. Литвин, Б.М. Михайлов и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 272 с.

УДК 550.361

**НОВОЕ ОБОБЩЕНИЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ
И ДАЛЬНЕМУ ВОСТОКУ**

¹*А.Д. Дучков, ¹Л.С. Соколова, DuchkovAD@ipgg.sbras.ru,*

²*О.В. Веселов, Veselov@imgg.ru;*

³*М.Н. Железняк, fe@mpi.ysn.ru;*

⁴*П.Ю. Горнов, Gornov@itig.as.khb.ru.*

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, РФ;* ²*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, РФ;* ³*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, РФ;* ⁴*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, РФ.*

This report provides the electronic "Geothermal Atlas of Siberia and the Far East (2009-2012)". The Atlas includes data about the heat flow, temperature at the depths of 0.5, 1, 2, 3 and 5 km, and the depth of the permafrost bottom. Atlas is online at <http://maps.nrcgit.ru/geoterm/>.

Сведения о тепловом режиме земной коры (тепловой поток, температура пород) представляют значительный интерес для широкого круга геологов и геофизиков. В этой связи несомненный интерес представляют периодические обобщения геотермических материалов в виде каталогов и карт. Первое масштабное обобщение европейских геотермических данных было выполнено в конце прошлого столетия большим коллективом исследователей в виде Geothermal Atlas of Europe [1], включающего серию геотермических карт и текст. Примерно в это же время началось обобщение геотермических данных по территории Сибири и Дальнего Востока, что позволило опубликовать соответствующие каталоги данных [2, 3], которые были учтены в картах теплового потока (ТП) территории СССР и всей Северной Евразии [4, 5].

В дальнейшем собранная по территории Сибири информация была использована геотермическими коллективами институтов СО РАН при создании электронного «Геотермического атласа Сибири», состоящего из многоцветных карт, на которых изолиниями и цветом показаны изменения поверхностного теплового потока и температуры (Т) на глубинах 0.5, 1.0, 2.0, 3.0 и 5.0 км. Атлас выполнен в среде геоинформационной системы ARC/INFO, которая позволяет визуализировать информацию на дисплее и осуществлять печатание многоцветных карт. «Геотермический атлас Сибири» был задуман, как продолжение «Geothermal Atlas of Europe» на восток [7]. Первоначально атлас распространялся на дисках. В настоящее время «Геотермический атлас Сибири (1995-2000)» размещен на сайте ИНГГ СО РАН: <http://www.ipgg.nsc.ru/INSTITUTE/pages/default.aspx> (Отделение геофизики, Лаборатория естественных геофизических полей).

В 2009-2012 гг. было предпринято новое обобщение геотермических материалов уже по всей Азиатской части Российской Федерации, включая окраинные моря. В работе приняли участие специалисты из СО РАН (ИНГГ, ИМЗ, ИЗК, ИГМ) и ДВО РАН (ИТиГ, ИМГиГ). В итоге был пересмотрен и существенно дополнен электронный каталог геотермических данных. Сейчас электронный каталог геотермических данных включает значения теплового потока в 2300 пунктах в «сухопутной» части региона (обычно в каждом пункте температура измерялась в 2-3 скважинах), а также 1950 малоглубинных измерений ТП в донных осадках окраинных морей и оз. Байкал. Наиболее полно изучена в геотермическом отношении Западно-Сибирская плита. Здесь температура измерена в нескольких тысячах скважин глубиной до 3-4 км, что позволило определить величину теплового потока в 1400 пунктах. В пределах Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой зоны геотемпературное поле изучено значительно слабее. На этой огромной территории измерения температуры выполнены всего в 500-600 скважинах глубиной в основном 1-3 км, а тепловой поток определен лишь в 310 пунктах. В южном горном обрамлении Сибири (Алтае-Саянская складчатая область, Байкальская рифтовая зона и

Забайкалье) тепловой поток определен в 250 пунктах по измерениям в скважинах, средняя глубина которых составляет 300-500 м. В пределах сухопутной части Дальнего Востока (территория от Чукотки до Приморья, о-в Сахалин, Курильские острова) ТП измерен в 320 пунктах, при этом изучено 600-700 скважин глубиной в основном до 1 км.

В каталог также включено порядка 2270 измерений и оценок температуры (Т) на глубинах от 0,5 до 5 км. Количество измеренных значений температуры существенно уменьшается с глубиной. Поэтому в большинстве пунктов значения температуры на глубинах 3-5 км различными способами прогнозировались. Применялись экстраполяция термограмм, математическое моделирование на основе решения уравнения теплопроводности, корреляционные соотношения, связывающие значения ТП и Т на определенных глубинах. В каталог вошли также сведения о глубине залегания нижней границы криолитозоны (нулевая изотерма).

Информационная основа атласа отработана сотрудниками Лаборатории геоинформационных технологий и дистанционного зондирования ИГМ СО РАН [8]. Для накопления данных, их первичной обработки и обмена, была выбрана технология картографических web-сервисов (Web Map Service, Web Feature Service, Web Coverage Service), разрабатываемая и декларируемая международной некоммерческой организацией Open GIS Consortium (OGC). Разработанная геоинформационная система базируется на картографическом сервисе, запущенном в эксплуатацию в ИГМ СО РАН. Система поддерживает проекцию Google Mercator, которая позволяет отображать атлас на всю территорию без дополнительных средств. Она допускает регулярное обновление программной платформы и базы данных. Структура базы данных обеспечивает доступ к табличному их представлению, а также позволяет добавлять в него новую информацию инструментальными средствами. Для отображения информации созданы соответствующие стили оформления картографического представления. Каждому параметру (географическим, тепловому потоку, температуре на пяти глубинах и глубине расположения нижней границы мерзлоты) соответствует слой, который характеризует количество и расположение фактического материала, а также отражает (цветом) изменения в значениях параметра [9].

«Геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока (2009-2012)» в настоящее время опубликован в интернете по адресу: <http://maps.nrcgit.ru/geoterm/> на русском и английском языках. На рисунке показан фрагмент карты теплового потока из этого Атласа.

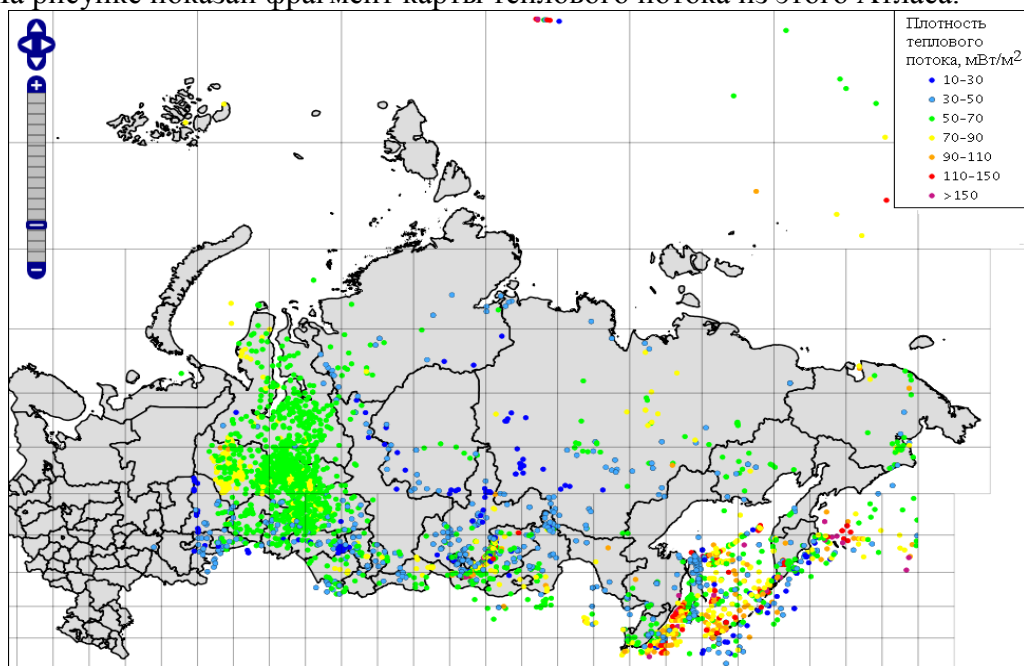


Рисунок 1. Фрагмент электронной Карты теплового потока Сибири и Дальнего Востока в интернете (WEB публикация).

Принцип управления электронными картами полностью идентичен управлению системой Google Earth. Есть возможность масштабирования (панель слева), включения-выключения слоев (панель справа) и получения атрибутивной информации по пунктам измерений (щелчок мышью по объекту). Стартовая страница указывает авторов данных и НИИ, а также выходы на другие страницы. Первая рабочая страница атласа представляет карту теплового потока. Атрибутивная информация принадлежащая какому-либо из пунктов появляется на экране при щелчке «мышью» по пункту. Фактически мы загрузили в атрибутивную информацию все данные о геотермических параметрах из электронного каталога.

Работа с Атласом продолжается. На очереди создание инструментов визуального добавления архивных данных к картографическим объектам геотермического атласа. Авторы при помощи создаваемых инструментов смогут описать информацию, включающую сведения о публикациях, непосредственных исследованиях. Интерактивная форма ввода информации будет содержать, как именованные поля: авторы, год, публикации и т.д., так и поля свободного ввода текста - для неформализованной информации, а также позволит загрузить файлы с дополнительными материалами. Для обеспечения работы инструментов добавления архивных данных к объектам атласа, планируется разработать новую структуру базы данных. Она позволит связывать авторские материалы (архивные данные) с картографическими объектами. В дальнейшем на основе авторской информации станут возможными фильтрация и поиск объектов конечными пользователями атласа через графический web-интерфейс. На повестке дня стоит также вопрос о включении в атлас массивов геотермической информации по другим смежным территориям.

Исследования выполнялись в 2009-2012 гг. при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №7 «Физические поля и внутреннее строение Земли» (проект 7-1) и Интеграционного проекта №45 СО РАН (совместно с УрО РАН). Авторы благодарят Д.Е. Аюнова (ИНГГ СО РАН), Н.Н. Добрецова, А.Н. Добрецова, И.И. Болдырева и Д.В. Пчельников (ИГС СО РАН) за участие в подготовке и публикации в интернете «Геотермического атласа Сибири и Дальнего Востока (2009-2012 гг.)».

Список литературы

1. Geothermal Atlas of Europe / E. Hurtig, V. Cermak, R. Naenel, V. Zuy (Eds.). Potsdam: Geoforschungs Zentrum. Publication 1. - 1992.
2. Веселов О.В., Липина Е.Н. Каталог данных о тепловом потоке Востока Азии, Австралии и Запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. - 1982.- 122 с.
3. Каталог данных по тепловому потоку Сибири / Ред. к.т.н. Дучков А.Д. // Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР.- 1985.- 82 с.
4. Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов. М-б 1:10 000 000. Гл. ред. Я.Б. Смирнов. М.: ГУГК. - 1980
5. Геотермическая карта Северной Евразии. М-б 1:5 000 000. Ред-ры Я.Б. Смирнов, Р.И. Кутас, Ю.К. Шукин. М.: ГИН АН СССР.- 1986.
6. Карта теплового потока территории СССР. Масштаб 1:5000000. / Ред-ры В.В. Гордиенко, У.И. Моисеенко // Киев, Ин-т геофизики АН Украины. - 1991.
7. Дучков А.Д., Л.С. Соколова. «Геотермический атлас Сибири» // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы междунар. междисциплин. науч. симпоз., Хабаровск, 23-26 сент. 2003. Хабаровск: ДВО РАН. – 2004.- С. 45-56.
8. Добрецов Н.Н., Болдырев И.И., Юсупов Р.Д. Гибридные информационные системы для поддержки междисциплинарных исследований. // Вычислительные Технологии.- 2007. - Том 12. - Вып. 3. - С. 29-41.
9. Дучков А.Д., Добрецов Н.Н., Аюнов Д.Е., Соколова Л.С. Мерзлотно-геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока // Динамика физических полей Земли. М.: Светоч Плюс. – 2011. - С. 207-221.

УДК 550.837

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СРЕДНЕГО ЗАУРАЛЬЯ

А.Г. Дьяконова, О.В. Сурина, В.С. Вишнев, А.Д. Коноплин, П.Ф. Астафьев
sur2004@inbox.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. The new experimental materials on conductivity of the Earth's interior are obtained along four geotraverses of the Middle Trans-Ural with a general extent over 1000 km. These data demonstrate possibilities of geoelectric methods at the modern stage of development of equipment and methodological support. The geoelectric sections (models) in the range of depths from the first meters to 300 km along geotraverses are constructed. The total longitudinal conductance map of the lithosphere is presented. The New data on stratification of the crust and upper mantle on the electric parameters is obtained, allowing to supplement, and in a number of cases to refine existing geological and geophysical information on a lithosphere structure of Pre-Ural part of the West Siberian Platform.

В результате проведенных экспериментальных исследований по четырем геотраверсам Среднего Зауралья общей протяженностью ~ 1000 км с искусственным и естественным источниками электромагнитного поля в широком диапазоне частот (160 кГц – $4 \cdot 10^{-4}$ Гц), получен новый экспериментальный материал, демонстрирующий возможности геоэлектрики на современном уровне развития аппаратно-методического обеспечения. Методика исследований, включая комплексирование методов геоэлектрики, обработку экспериментального материала и интерпретацию данных с построением геоэлектрических разрезов детально описана в работе [1]. Информация о раслоенности литосферы рассматриваемой территории по электрическим параметрам содержится в карте суммарной продольной проводимости (рис. 1), где представлена \bar{S}_x (Е-поляризованное поле).

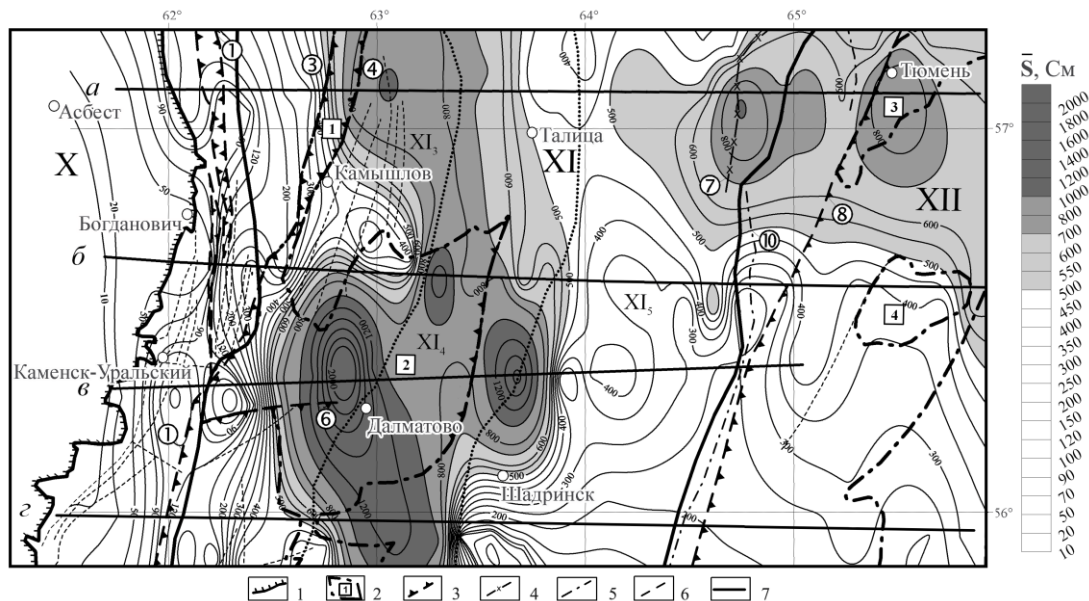


Рис. 1. Карта суммарной продольной проводимости литосферы Среднего Зауралья с элементами структурно-тектонического районирования домезозойского складчатого фундамента [2]

1 – западная граница распространения мезозойских отложений; 2 – тектонические и эрозионно-тектонические впадины в палеозойском фундаменте: 1 – Анохинская, 2 – Ильинско-Борисовская и Далматовская, 3 – Тюменская, 4 – Архангельская; 3 – глубинные разломы, обусловленные появлением траппового магматизма: 1 – Бичурско-Копейский, 2 – Анохинский, 3 – Ирбитский, 4 – Далматовский, 5 – Тюменско-Ливановский; 4 – глубинный разлом с интрузией базитов: 1 – Лучинский; 5 – глубинный разлом с интрузиями гипербазитов: 1 – Владимирско-Каргапольский; 6 – тектонические нарушения; 7 – профили наблюдений

\bar{S}_x имеет различную глубинную составляющую и включает в себя проводимость осадочного чехла (S_1), коровых проводников (S_2), аномальных объектов регионального плана (S_3), и высокоомных пород литосферы (S_4). Вклад последнего члена по сравнению с первыми пренебрежимо мал. Несмотря на то, что \bar{S} дает общее представление об особенностях геолого-тектонического строения рассматриваемой территории на различных глубинных уровнях, детали которых присутствуют в геоэлектрических разрезах (рис. 2).

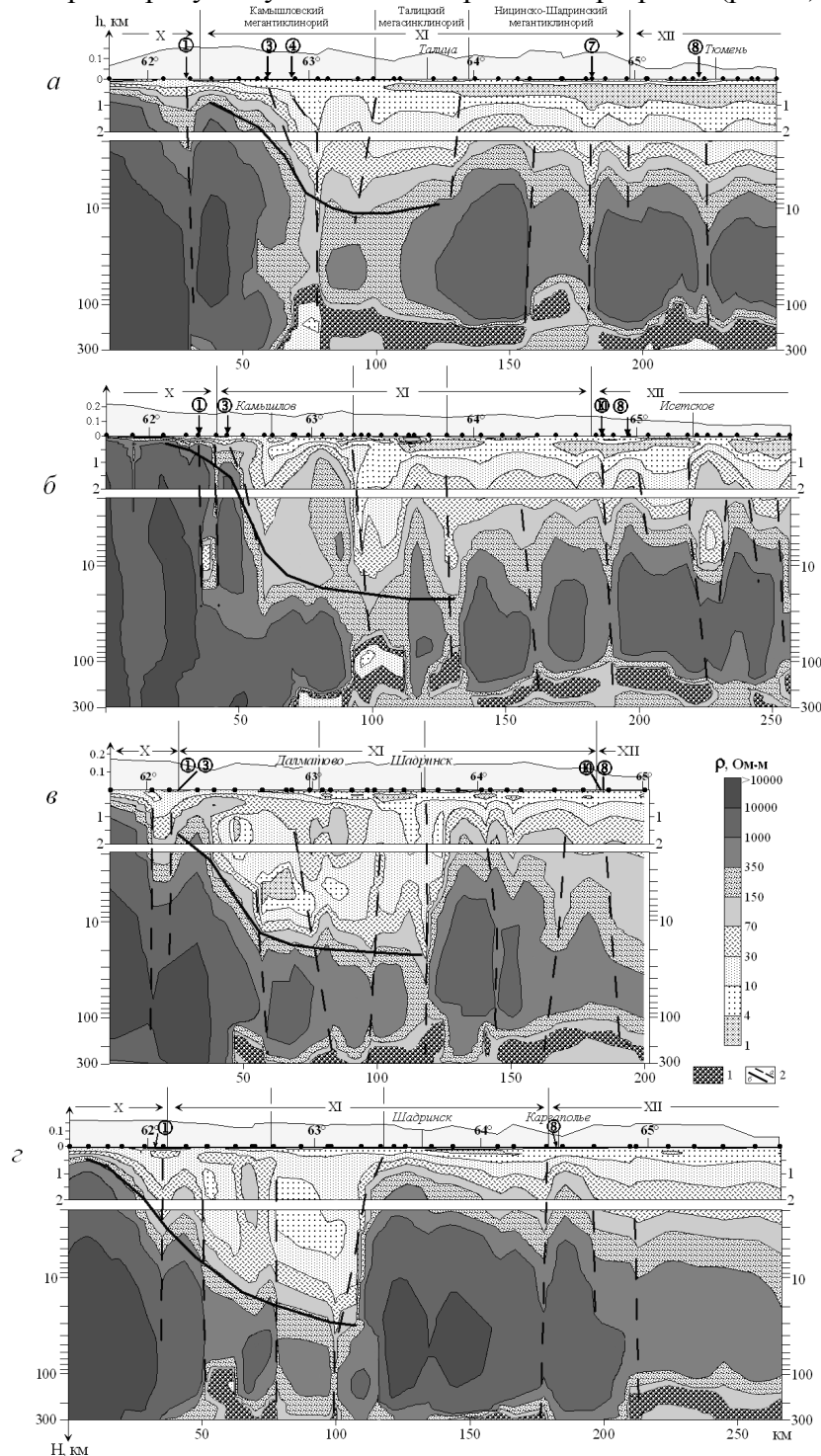


Рис. 2. Геоэлектрические разрезы литосферы Среднего Зауралья по профилям:

а – Асбест-Тюмень, *б* – Свердловскому, *в* – Шадринскому, *г* – Каргапольскому

Условные обозначения к рис. 2: 1 – астеносферные проводники; 2 – тектонические нарушения, выделенные по электромагнитным данным: *а* – разрывные нарушения различной природы, *б* – листрические разломы. Границы структур I порядка: X - Восточно-Уральский прогиб, XI - Зауральское поднятие, XII - Тюменско-Кустанайский прогиб

Не касаясь деталей геологического строения в каждом из представленных разрезов, которые имеют самостоятельное, в том числе и прикладное значение, рассмотрим результаты электромагнитных зондирований в обобщенном виде. В геоэлектрических моделях четко отмечается блоковое строение литосферы, разделенное глубинными разломами. Пространственно рассматриваемую территорию можно разбить на три блока:

I блок захватывает структуры Восточно-Уральского прогиба (X на рис. 1), это типично высокоомные палеозойские породы Урала с сопротивлением более 1000 Ом·м, которые в Зауралье погружаются на глубины порядка 3 и более км. На Шадринском и Каргапольском профилях наблюдается сокращение мощности этих пород в восточном направлении.

II блок включает переходную область аномально высокой проводимости литосферы в пределах Камышловского мегантиклинория и Талицкого мегасинклинория, западная граница которой, вероятно пространственно разделяет “открытый” Урал и Западно-Сибирскую платформу (ЗСП). Она представляет собой комбинацию сбросов (возможно листрических) и субвертикальных разломов, на продолжении которых на юг и на север располагаются триасовые грабены восточного борта Урала. Восточная граница выделяется крутыми глубинными разломами. На карте суммарной продольной проводимости, определенной по восходящим ветвям кривых ρ_k в среднепериодном диапазоне, она выделяется локальными участками резких горизонтальных градиентов электропроводности (рис. 1). Значения суммарной продольной проводимости литосферы здесь достигает сотен и даже нескольких тысяч См на фоне единиц и десятков См, характерных для “нормальных” разрезов открытой части Урала. Складчатый фундамент в аномальной зоне значительно переработан. Аномальная зона повышенной электропроводности, горизонтальный размер которой составляет 60-80 километров, прослеживается на глубины порядка 10-30 км. Намечаются связи выделенной зоны с особенностями расположения астеносферных проводников, которые в Западной Сибири уверенно фрагментарно выделяются на глубинах 80-100 км (положение верхней кромки) и глубже, а на Урале они отсутствуют. Области развития астеносферного слоя носят очаговый локальный характер астенолинз, приуроченных к зонам глубинных разломов и грабен-рифтов, заполненных эффузивно-осадочными породами с сопротивлением 30÷150 Ом·м.

III блок представлен структурами молодой ЗСП в пределах Ницинско-Шадринского мегантиклинория и частично Тюменско-Кустанайского прогиба. Верхним структурным этажом являются юрские и более молодые осадки, мощность которых увеличивается в северо-восточном направлении до 2 и более км. Иногда они изогнуты в складки, повторяющие изогипсы P_z фундамента. Здесь возможно выделить несколько слоев переменной мощности и сопротивления. Пески, глины и опоки имеют сопротивление 1÷30 Ом·м. Глубже залегают осадки, включающие кору выветривания и терригенные породы с повышенным удельным сопротивлением (70÷150 Ом·м).

Основные результаты исследований сводятся к следующему:

- установлена расслоенность осадочных отложений платформенного чехла и фундамента по электрическим параметрам, имеющая принципиальное значение;
- выявлена отчетливая связь между крупными структурно-тектоническими элементами, приведенными на геологических картах с особенностями глубинного геоэлектрического разреза;
- изучена зона сочленения “открытого” Урала и ЗСП. По нашим данным она представлена мощной пограничной структурой в пределах Камышловского мегантиклинория и Талицкого мегасинклинория. Ее западная граница представляет собой комбинацию сбросов, возможно, листрических и вертикальных разломов, на продолжении которой на юг и на север располагаются триасовые грабены восточного борта Урала;
- важная особенность геоэлектрических разрезов приуральской части Западной Сибири заключается в различии глубинного строения ее литосферы по сравнению с “открытым” Уралом. Высокоомная земная кора сиалического типа не только погружается

под более проводящий чехол вышележащих толщ, но и становится менее мощной и значительно дифференцированной по удельному электрическому сопротивлению в восточной части исследуемой территории. Здесь прослеживается прямая связь многих структурных элементов рассматриваемой территории с астеносферными проводниками ($\rho=30\div 100$ Ом·м), которые в Западной Сибири уверенно фрагментарно выделяются на глубинах 80-100 км (положение верхней кромки) и глубже, а на Урале они отсутствуют. Области развития астеносферного слоя носят очаговый локальный характер астенолинз, приуроченных к зонам глубинных разломов и грабен-рифтов. Это исключает необходимость рассматривать астеносферу, как сферически правильную и равномерно развитую оболочку планеты;

• в работе [3,4] приведены убедительные данные по абсолютному возрасту пород, показывающие, что в истории Западной Сибири в течении триаса неоднократно осуществлялись вспышки тектонической активности мантийного происхождения, которые привели к образованию системы грабенов, дифференцированным движениям блоков фундамента, к вторичным преобразованиям пород, что определило геодинамический режим седиментации толщ, слагающих осадочный чехол. Результаты этой работы в совокупности с фактическим материалом, полученным нами, подтверждают существование в пределах Западной Сибири триасового мантийного “суперплюма” (рис. 1), который вызвал растяжение ранее сформированной земной коры континентального типа, формирование системы грабенов и обильный базальтовый вулканизм [5].

Геоэлектрические модели показывают, что электропроводность вещества возможно рассматривать, как индикатор геологических процессов, связанных с образованием и развитием Уральской складчатой области. Наличие ослабленных участков литосферы, следы которых отражены в моделях, за время геологической истории являлись областями тектономагматической активации – каналами внедрения и насыщения пород телами основных и ультраосновных интрузий и вулканогенных толщ триаса в фундаменте ЗСП с последующим метаморфизмом и осложненными сдвиговыми перемещениями по разломам.

Таким образом, по данным геоэлектрики получены новые экспериментальные данные о расслоенности коры и верхней мантии по электрическим параметрам, позволяющие дополнить, а в ряде случаев уточнить имеющуюся геолого-геофизическую информацию о строении литосферы приуральской части Западно-Сибирской платформы.

Исследования проводились при поддержке программы фундаментальных исследований по УрО РАН (№ 12-Т-5-1020).

Список литературы

1. Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. Геоэлектрические особенности строения земной коры и верхней мантии Южного Урала // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 10. С. 1086-1095.
2. Малютин Н.Б., Дегтева М.Н., Петров Б.Н. и др. Геологическая и тектоническая карты Северного, Среднего и восточной части Южного Урала м-ба 1: 500000. ПГО “Уралгеология”. Свердловск, 1964.
3. Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф. и др. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 484-501.
4. Иванов К.С., Ерохин Ю. В., Писецкий В. Б. и др. Новые данные о строении фундамента Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2012. №4. С. 91–106.
5. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Доклады Академии наук. 1997. Т. 354, №2. С. 220-223.

УДК 551.21+550.34

**МОНИТОРИНГОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ТЕМПЕРАТУРОЙ ВОДОГРЯЗЕВОЙ
СМЕСИ В ГРИФОНАХ ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА**

В.В. Ершов

ershov@imgg.ru

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

Monitoring of the water-mud mixture temperature has been undertaken in gryphons of the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano. During study period (June-September) the temperature of mixture in active gryphons was lower than in passive gryphons. Some temperature anomalies appeared after strong earthquakes in the South of Sakhalin Island. We performed mathematical modeling of heat transport in the channel of mud volcano. Our mathematical model allows for correct interpretation of empirical data.

Грязевые вулканы являются одним из видов природных флюидодинамических систем. Считается, что эти системы являются индикаторами геодинамических процессов [1]. В связи с этим большое внимание уделяется анализу связи между различными параметрами (характеристиками) деятельности грязевых вулканов и региональной сейсмичностью. Исследованиям по этой проблематике посвящены, например, работы [2-10]. Однако многие вопросы о механизмах и особенностях этой связи до сих пор остаются без ответов.

Очевидно, что температура – это один из наиболее просто и часто измеряемых параметров исследуемого объекта. Температурные наблюдения проводятся и на различных грязевых вулканах мира. Результаты таких исследований изложены, например, в работах [2-10]. Однако во многих случаях эмпирические данные не получают удовлетворительного объяснения. Во многом это обусловлено тем, что пока слабо разработаны вопросы математического моделирования процессов переноса тепла в каналах грязевых вулканов.

Наиболее крупным и активным из грязевых вулканов о-ва Сахалин является Южно-Сахалинский грязевый вулкан. В полевые сезоны 2005-2009 гг. нами были проведены мониторинговые наблюдения за температурой водогрязевой смеси в грифонах вулкана. Жидкость в грифонах перед измерением перемешивалась, то есть измерялась средняя температура в верхней части грифонного канала. Измерялась также температура воздуха и температура поверхности вулкана на глубине 20 см.

Температура в грифонах вулкана и диапазон ее вариаций статистически значительно различаются. Для активных грифонов характерны относительно низкие и слабо изменяющиеся значения температуры водогрязевой смеси, для пассивных грифонов имеет место обратная закономерность. Под активностью грифона нами понимается количество газа и водогрязевой смеси, которое выделяется из грифона за единицу времени.

Между температурой в грифоне и температурой воздуха существует статистически значимая положительная корреляционная связь. Для количественного описания этой связи использовалась линейная регрессия: $T_{gp} = k_1 T_g + k_2 T_n + k_3 + \varepsilon$, где T_g – температура воздуха, T_n – температура поверхности вулкана, ε – случайная величина, имеющая нормальное распределение с нулевым математическим ожиданием и постоянной дисперсией. Параметр T_n учитывает тепловую инерцию грифона. Эта регрессия позволяет объяснить до 95 % (иногда и больше) дисперсии температуры водогрязевой смеси.

Существенные отклонения от линейной зависимости следует рассматривать как изменения в температурном режиме грифона, о которых можно судить по остаткам, полученным после удаления детерминированной составляющей. Графики остатков показывают, что после Горнозаводского и Невельского землетрясений во многих грифонах вулкана возникают положительные и отрицательные аномалии температуры (рис. 1).

Для корректной интерпретации эмпирических данных выполнено математическое моделирование процессов переноса тепла в грифонных каналах. В одномерном приближении считается, что теплообмен между водогрязевой смесью в канале и окружающей средой

происходит только на концах канала [10]. При моделировании используется одномерное нестационарное уравнение теплопроводности с конвективным слагаемым: $T_t' = aT_{xx}'' - vT_x'$, где T , a , v – температура, температуропроводность и скорость течения водогрязевой смеси, x и t – переменные по пространству и времени.

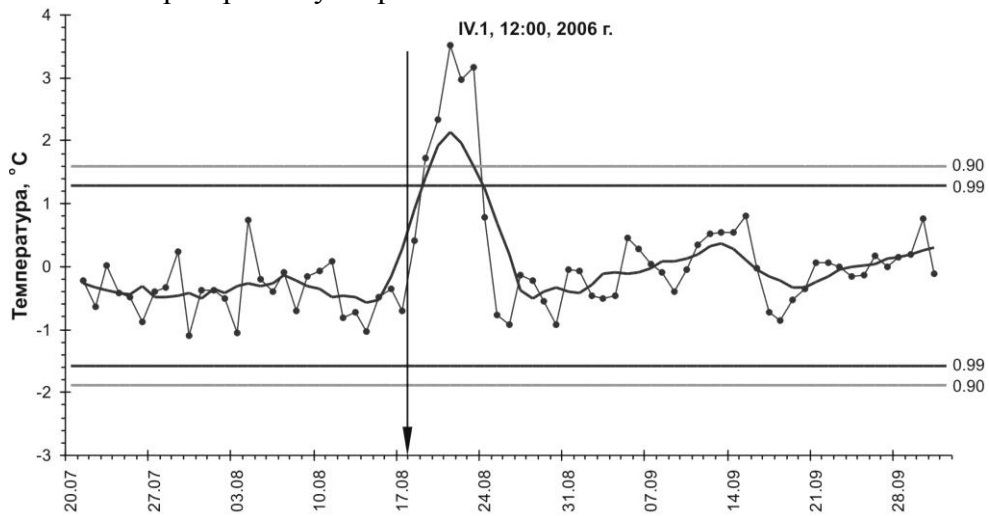


Рис. 1. Пример положительной аномалии температуры водогрязевой смеси в грифоне IV.1 с указанием даты Горнозаводского землетрясения. Тренд выделен методом скользящего среднего. Доверительный интервал для вероятности 0.90 построен с помощью неравенства Чебышева, для вероятности 0.99 – исходя из предположения о нормальности распределения остатков.

Одномерная модель в силу своей относительной простоты удобна для численных расчетов, позволяет получить аналитическое решение поставленной начально-краевой задачи. На качественном уровне она хорошо объясняет основные наблюдаемые закономерности температурного режима грифонов грязевого вулкана. В частности, модельные расчеты показывают, что для летнего периода наблюдений в активных грифонах значения температуры водогрязевой смеси будут ниже, чем в пассивных грифонах.

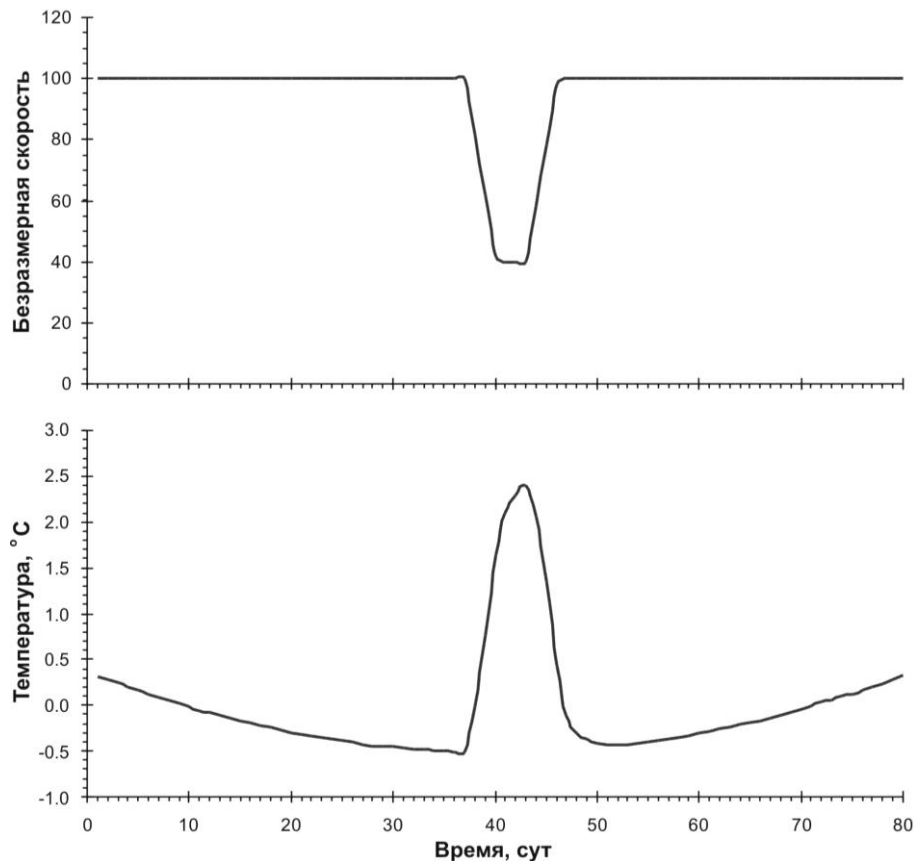


Рис. 2. Изменения скорости течения водогрязевой смеси в грифонном канале и остатки для температуры в грифоне, полученные из модельных расчетов.

Модельные расчеты показывают, что аномалии температуры в грифонах после землетрясений обусловлены вариациями скорости течения водогрязевой смеси в грифонных каналах. Увеличение скорости приводит к появлению отрицательных температурных аномалий, уменьшение скорости – к появлению положительных аномалий (рис. 2).

В двухмерном приближении учитывается теплообмен водогрязевой смеси с вмещающими породами через боковые стенки канала. При моделировании используется уравнение теплопроводности с конвективным слагаемым для цилиндрического канала: $T'_t = a(r^{-1}T'_r + T''_{rr} + T''_{zz}) - vT'_z$, где r и z – переменные по пространству в цилиндрических координатах, остальные обозначения те же самые. Получено численное решение поставленной начально-краевой задачи. Модельные расчеты показывают, что с повышением скорости конвективного теплопереноса увеличивается разность фаз между колебаниями температуры воздуха и колебаниями температуры в грифоне. Вычисления показывают также, что температура в грифоне слабо зависит от температуры в источнике (на нижнем конце канала), а обусловлена главным образом температурой вмещающих пород в приповерхностной части грязевого вулкана (мощностью порядка 10 м).

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 12-05-31043_мол_а).

Список литературы

1. Касьянова Н.А. Экологические риски и геодинамика. М.: Научный мир, 2003. 332 с.
2. Астахов А.С., Сергеев К.Ф., Мельников О.А. и др. Динамика процессов дефлюидизации Центрально-Сахалинского глубинного разлома при сейсмической активизации (по результатам мониторинга Южно-Сахалинского грязевого вулкана в июле-августе 2001 г.) // Доклады РАН. 2002. Т. 386. № 2. С. 223-228.
3. Ершов В.В., Левин Б.В., Мельников О.А., Доманский А.В. Проявления Невельского и Горнозаводского землетрясений 2006-2007 гг. в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского газоводолитокластитового (грязевого) вулкана // Доклады РАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 533-537.
4. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. Изотопно-геохимические характеристики свободных газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана и их связь с региональной сейсмичностью // Доклады РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 256-261.
5. Mellors R., Kilb D., Aliyev A. et al. Correlations between earthquakes and large mud volcano eruptions // Journal of Geophysical Research. 2007. Vol. 112. doi: 10.1029/2006JB004489.
6. Rudolph M.L., Manga M. Mud volcano response to the 4 April 2010 El Mayor-Cucapah earthquake // Journal of Geophysical Research. 2010. Vol. 115. doi: 10.1029/2010JB007737.
7. Yang T.F., Fu C.C., Walia V. et al. Seismo-geochemical variations in SW Taiwan: multi-parameter automatic gas monitoring results // Pure and Applied Geophysics. 2006. Vol. 163. P. 693-709.
8. Chaudhuri H., Ghose D., Bhandari R.K. et al. A geochemical approach to earthquake reconnaissance at the Baratang mud volcano, Andaman and Nicobar Islands // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. Vol. 46. P. 52-60.
9. Delisle G., von Rad U., Andrleit H. et al. Active mud volcanoes on- and offshore eastern Makran, Pakistan // International Journal of Earth Sciences. 2002. Vol. 91. P. 93-110.
10. Deville E., Guerlais S.-H. Cyclic activity of mud volcanoes – Evidences from Trinidad (SE Caribbean) // Marine and Petroleum Geology. 2009. Vol. 26. P. 1681-1691.
11. Svensen H., Hammer O., Mazzini A. et al. Dynamics of hydrothermal seeps from the Salton Sea geothermal system (California, USA) constrained by temperature monitoring and time series analysis // Journal of Geophysical Research. 2009. Vol. 114. doi: 10.1029/28JB006247.
12. Ершов В.В., Доманский А.В., Левин Б.В. Моделирование температурного режима грифонов грязевого вулкана // Доклады РАН. 2010. Т. 435. № 3. С. 384-389.

УДК 551.24.035:553.3 (575)

**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В ГОРАХ БЕЛЬТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)**

Б.О. Жанибеков

jonibekovbobur@mail.ru

*ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов»
Госкомгеологии Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан*

Annotation: In this article it is stated the results of tectonic pressure fields simulation in the Daugyztau-Dzhetymtausky mountains structure, having a direct concern to ore deposits. Geodynamic conditions of gold ore formation period are decoded. Zones of local changes of breed deformation are allocated and the reasons promoting it are defined. The activity is typical in the north-northeast faults for geodynamic and tectonic-physical.

1. Горы Бельтау находятся в юго-восточной части Центральных Кызылкумов и протягиваются в северо-восточном направлении. В геологическом строении принимают участие протерозойские, палеозойские и мезо-кайнозойские образования. Протерозой представлен тасказганской свитой: метабазальты, метаэффузивы, микрокварциты, мраморизованные известняки и доломиты. Палеозой представлен бесапанской свитой ($O_{1-2}-G_1$), состоящей из бласто-алевропесчаников, бластопелитов, кремни, песчаников, гравелитов, алевролитов и пелитов. Интрузивные образования представлены диабазовыми порфиритами и кварцево-сиенито-диоритовыми порфиритами девона, а также диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, спессартитами верхнего карбона.

Металлогенический облик гор Бельтау представляют месторождения золото-сульфидной и кварц-золото-серебряной формации. Кроме того выявлен ряд рудопроявлений ртути, сурьмы и меди. Но главным металлом, имеющим промышленную значимость, является золото.

2. Промышленный интерес представляет золото, которое сконцентрировано в двух месторождениях – Даугызтау и Амантайтау и в многочисленных рудопроявлениях, расположенных не равномерно по всей территории гор Бельтау. Для всех их рудовмещающей средой является образования пестрого бесапана и контролируются разрывной тектоникой, которая очень широко развита. Широкое развитие разрывных структур способствовало образованию различного рода тектонических элементов – это зоны сопряжений и пересечений; зона субпараллельных разломов, клиновидные структуры и др. Многие рудопроявления золота пространственно связаны с этими тектоническими элементами.

Месторождение Даугызтау с золото-сульфидной минерализацией относится к Детьмтау-Даугызтаускому рудному району Зеравшано-Туркестанской металлогенической зоны. Рудные тела - это минерализованные зоны с прожилко-вкрапленной минерализацией и пластообразными, лентообразными и жилообразными залежами. В размещении оруденения решающую роль играли тектонические нарушения сколового характера северо-восточного, северо-западного направлений.

3. Геолого-структурный анализ условий формирования месторождений и рудопроявлений золота, реконструкция этапности образования разрывных нарушений, заложенных до и во время процессов рудообразования, а также результаты экспериментальных работ по моделированию структур гор Бельтау позволили реконструировать геодинамическую обстановку периода минералообразования.

Сколовый характер рудоконтролирующих структур прямо указывает на то, что до и во время рудообразования вся площадь гор Бельтау находилась под воздействием горизонтальных усилий сжатия. Направление сжатия северо-восточное, перпендикулярное простиранию Южно-Тяньшаньской складчатой структуре.

При таком тектоническом режиме активность проявили северо-западные разломы, в пассивном положении находились северо-восточные, так как их направление совпадает с

направлением региональных усилий сжатия. Северо-западные разломы осложнены серией более полого лежащими (близко к субмеридиональным) разрывами, которые проявили тектоническую активность в форме сдвига. В зонах пересечения их с северо-западными разломами наблюдаем смещение первых против часовой стрелки. В зонах сдвига образовались полости приоткрываний. Полости приоткрываний наблюдаем и в участках их сопряжений с северо-западными разломами. Образование здесь полости открываний связано с клиновидной структурой, которая при сжатии испытывает выжимание на юг. Смещение клина позволило образоваться в зоне сопряжений разломов полости приоткрывания.

Даугызтауское месторождение золота приурочено именно к этой зоне приоткрывания. Аналогичная структурная позиция характерна и для месторождения золота Асаукак и золото-серебряного месторождения Высоковольное. Все они контролируются Даугызтауским разломом северо-восточного направления, которое на всем своем протяжении осложнено сколовыми разрывами, примыкающих к нему с запада под углом 20-30° и образующие при этом ряд клиновидных структур, которые активизировались при геодинамических процессах этапа рудообразования. Эта активность (локального характера) способствовала формироваться локальным зонам приоткрываний вдоль Даугызтауского разлома, где произошло формирование и размещение эндогенного золотого оруденения.

УДК 550.34

**СЕЙСМОМОНИТОРИНГ ДЛЯ ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ ПЛОТИН ПРИ
СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ**

Ф.Ф. Зияудинов, Л.А. Хамидов, Ф.Р. Артиков, И.М. Джумабаев, Э.М. Ядигаров
hamidov_1@mail.ru

Институт сейсмологии им.Г.А.Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан

In the thesis possibility of the organization of seismic monitoring is stated according to a condition of dams at earthquakes. It is considered as a condition of tension in near to a zone of reservoirs.

Изучение сейсмичности территорий расположения водохранилищ рассматривали во многих публикациях [1]. Проблема выявления связей сейсмичности с внутренними геосиловыми полями в объектах интенсивно эксплуатируемых водохранилищ на наш взгляд осложнена двумя важными обстоятельствами. Известно, что характер эксплуатации водохранилищ оказывает влияние на интенсивность трещинообразования в породных массивах [2]. Для детального изучения района расположения водохранилища проведены следующие объемы работ, связанных со сбором натурального материала: В крест простирания разломов проходящих через зону влияния проведены два направления измерений на которых в 34-ти точках сделаны соответствующие замеры мелкой трещиноватости.

Определено главное направление напряжений с падением на северо-восток, под углом 65° - 85° . В зоне разлома с нескольких точек сняты и произведены замеры основных параметров мелкой трещиноватости. По наиболее четко фиксируемым визуально зонам разломов составлены мелкие геологические разрезы с измерением параметров мелкой трещиноватости (20 точек) и зеркал скольжения (16 точек). Расставлены эпицентры землетрясений, участки проведенных тектонофизических съемок и механизмы для участков, где проводились исследования, куда включены зона влияния водохранилищ [3].

Изучено состояние напряжений и виды деформации в обследованных местах, причем деформации определены путем обследования целевых участков и считывания нивелирных данных по материалам КИА управлений эксплуатаций водохранилищ. Проведено, так же сравнение расчетных значений напряжений в ближней зоне Гиссара-Кокшалинского разлома в пересечений с продольным простиранием водохранилища (инструментальные и эмпирические данные). Эти же расчеты проведены для северо-восточной части Южного Гиссара. На основании указанного выше сравнения данных видно, что когда ориентация действующих напряжений в регионе получается под определенным углом к северо-западу.

Например территория Тупалангского водохранилища расположена в южной части Гиссарского горного хребта и ограничена хребтами с запада Сурхантау и с востока Мачетли. В этом районе происходили сильные и разрушительные землетрясения как Каратагское силой 9-10 баллов (эпицентр расположен очень близко к водохранилищу), Байсунское 8-9 баллов (в 80-90км к юго-западу от водохранилища) и Чуянчинское (в 70-80км к северо-востоку от водохранилища). Сейсмические исследования, проведенные в период 1973-1981гг, и в последующие годы показывают, что территория характеризуется высокой сейсмичностью, где могут происходить землетрясения силой 9 баллов. По специальным исследованиям на территории водохранилища установлено, что землетрясения силой 7, 8 и 9 баллов имеют тенденцию повторения один раз в 300лет, 1000лет и 4000лет. Створ плотины расположен в зоне 8 и 9 балльной сейсмической интенсивности [4]. Совместный анализ данных различных источников позволил составить исторический каталог землетрясений района, включающий 20 событий. Поскольку для разных событий имелись разные характеристики энергии и магнитуд, трудно сопоставимые друг с другом, все эпицентры показаны одинаковым по размеру значком.

Инженерно-сейсмометрические оценки по временной схеме представлены цифровыми записями в 6 измерительных точках (ИТ). При переходе на постоянную схему

инженерных сейсмометрических наблюдений, количество ИТ увеличено до 8 трех канальных. Из них 2 ИТ в противоположных бортах и в основании остались в прежнем положении. Чувствительность регистрационных каналов сейсмостанции в ждущем режиме установлена для записи скорости слабых колебаний грунта от 1 до 5 баллов ($V_x = 10c$) и для более сильных - от 5 до 9 баллов ($V_x = 1c$). В качестве сейсмоприемников применялись С - 5 -С с $T_s = 4,5c$ ($D_s = 0,6$; $D_{so} = 0,02$) и гальванометров ГБ – IV с $T_g = 0,008 c$ ($D_g = 0,7$). На сейсмограммах режимно измеряться максимальные амплитуды скорости колебаний - A_{max} (мм/с) и соответствующие им периоды колебаний, длительность колебаний. Произведен так же, и расчет относительного изменения интенсивности колебаний $\partial_i = A_{max(i)}/A_{ma}$, где i - номер ИТ. Определение сейсмических свойств мелкообломочных и крупнообломочных массивов в исследуемой зоне плотины, как экспериментальный материал при разных нагрузках и объемах воды, выполнялось несколькими методами. Записью слабых транзитных землетрясений; изучением спектральных характеристик грунтов анализируя микросейсм. Метод регистрации землетрясений малых энергий использовано для количественной оценки относительных изменений сейсмической интенсивности на участках с разными физико-механическими свойствами крупнообломочных массивов.

Всего произведено измерений на 8 пунктах регистрации в теле плотины. Зарегистрированы 32 землетрясений на расстояниях от 20 до 500 км. К анализу включены записи 21 землетрясений наиболее характерно отражающих динамические смещения, как низкочастотных, так и высокочастотных колебаний. Расчеты мощности слоя от крупнообломочных массивов до мелкообломочных пород производились с использованием следующих эмпирических уравнений: $h = 156 \cdot f_0^{-1,08}$ где h - мощность слоя насыпных горных пород, f_0 – резонансная частота каждой части обломочности массивов [5]. Для определения скорости поперечных волн V_s использовано выражение [5]: $T = 4h/V_s$; где T – резонансный период для каждого типа массива пород, h - мощность каждой части пород, V_s - скорость поперечных волн. Для проверки справедливости уравнений был проведен анализ сейсмограмм с трехкомпонентных сейсмометров, расположенных в разных местах в теле плотины при одновременной записи. Результаты расчетов показывают диапазон изменений V_s в пределах 564-655 м/с. Так как плотина состоит из частей крупнообломочных консолидированных и мелкообломочных менее консолидированных массивов, были проведены специальные измерения на не тронутым массиве. Здесь приращение интенсивности колебаний составило 1,2. Определены резонансная частота- f_0 массива, мощность крупнообломочного слоя- H , скорость поперечных волн- V_s , коэффициент сейсмического разжижения массива- L_k , приращение интенсивности ΔI ; Максимальные ускорения g , m/c^2

Также был рассчитан коэффициент разжижения мелкообломочных массивов доведенных до состояния всесторонне сжатого при циклическом воздействии: $K_s = A_p^2 / F_p$ где: A – отношение H/V , F_p – основная частота крупнообломочного массива. Были использованы данные мощности по типам обломленности пород, рассчитаны акселерограммы для пунктов регистрации наиболее различающихся по физико-механическим условиям блоков.

Результаты инструментальных сейсмометрических исследований показывают, что максимально возможные сейсмические ускорения находятся в пределах 0,24-0,32 g , или в диапазоне 8,0-9,0 баллов. Необходимо отметить, что тело плотины покрыта насыпным рыхлыми массивами с плотностью 1,4 $г/см^3$, мощность которого достигает до 3,0 метров. Специально проведенные измерения на неизмененных массивах в естественном состоянии показали приращение балльности +0,5 (+0,3 g). С учетом того, что под объекты насыпной зоны будет удалены, можно принять максимально возможную интенсивность сейсмических воздействий $I=8,5$; а максимальные ускорения 0,27 g . Количество землетрясений за последние 2008 и 2012 годы достаточно малы, и возможно это связано с продолжением сейсмического затишья на данном районе. В результате анализа сейсмограмм установлено следующее: На гребне плотины, например, Чарвакского водохранилища сейсмические колебания обогащаются гармониками, связанными с резонансными явлениями. На гребне

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

значения скоростей смещения по сравнению с основанием плотины в среднем до 9-11 раз выше при слабых землетрясениях. При сильных сейсмических воздействиях это отношение не превышает 2,8.

Литература:

1. Хамидов Л.А., Шукуров М.А. Оценка локальной сейсмичности в зоне влияния Гиссаракского водохранилища.// Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных.- Матер. III-Межд.сейсм. школы, 20-24 октября 2008 г, Кисловодск – М.:ГС РАН, ИФЗ РАН, Обнинск, 2008 - С.211-215.
2. Хамидов Л.А., Зияудинов Ф.Ф., Джураев Н., Фахрудинов Ж.Ф., Хамидов Х.Л., Шукуров М.А. Сейсмичность зон деформационного влияния водохранилищ Узбекистана// 11-Сергеевские чтения юбилейная конференция, посвященная 95-летию со дня рождения академика Е.М. Сергеева (1914-1997), Москва, 23-24 марта 2009 г.-С.123-128.
3. Хамидов Л.А., Шукуров З.Ф., Джумабаев И.М., Ядгаров Э.Я. Сейсмичность зон водохранилищ и элементы их связи с сеймотектоническими напряжениями // Вестник Национального университета Узбекистана.- 2012.-№4. С.16-22.
4. Джураев Н.М., Тимбеков И.Х., Джураев О.Н. О сейсмическом микрорайонировании территории строительства Тупалангского водохранилища.// Материалы Межд.науч.Конф. «Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений» С.152-163.
5. Ибрагимов А.Х. и др. Сейсмометрические оценки колебаний Чарвакской плотины.// Проблемы снижения природных опасностей и рисков «ГЕОРИСК – 2012» - Восьмая международная научно-практическая конференция, 15-19 октябрь, 2012, Москва. – М.: Российский университет дружбы народов.-2012.-т.1.- С.247-251.

УДК 550.361: 550.836 (476)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ В БЕЛАРУСИ

В.И. Зуй, О.А. Мартынова

zui@geology.org.by

Государственное предприятие «БелНИГРИ», г. Минск, Беларусь.

ABSTRACT

There are around 100 geothermal Ground Source Heat Pump installations in Belarus. Their installed capacity reached 5.5 MW_{th}. All direct use installations are exploited mainly for heating of different buildings. The biggest one with installed capacity of 1 MW_{th} is operating at the greenhouse complex “Berestyе” in the vicinity of Brest town. Examples of several installations are considered in the paper.

В последние годы наблюдается быстрый рост освоения геотермальных ресурсов в Европе для выработки электроэнергии и прямого использования (отопление, кондиционирование, сушка и т.п.). Тепло гелиотермозоны используется с помощью тепловых насосов практически во всех странах Европы. Инсталлированная мощность теплонасосных установок составляет около 17 000 МВт, их количество около 1,3 млн.

На фоне лидирующих стран Европы Беларусь находится фактически в начале пути освоения подземного тепла. Первые геотермальные установки в стране были введены в работу на водозаборах в Минске и Минском районе еще в 90-х годах прошлого столетия. По состоянию на 2012 г. уже эксплуатировалось около 100 теплонасосных установок, использующих низкоэнтальпийную геотермальную энергию. Отбор подземного тепла осуществляется откачкой подземных вод, с помощью горизонтальных, либо вертикальных (скважинные теплообменники) циркуляционных коллекторов при температуре подземного источника от 7 до 10°C. Исключение составляет геотермальная станция Тепличного комбината «Берестье» (1 МВт), расположенного на восточной окраине Бреста. Здесь глубокая скважина Вычулковская 201, позволяет отбирать теплую пресную воду с температурой на устье 24°C из глубины около 1000 м при дебите 42 м³/час, рис.1. Здесь установлены 2 насоса Daikin типа EWWD 440MBYN, мощностью по 505 кВт, рис. 2.



Рисунок 1 – Устье скважины Вычулковская 201 для получения теплой воды.



Рисунок 2 – Тепловые насосы фирмы Daikin, геотермальной станции «Берестье».

Геотермальная установка на пограничном и таможенном переходе Новая Рудня в Ельском районе использует грунтовую воду с температурой около 9°C из скважины глубиной 20 м для теплового насоса типа Carrier мощностью 273 кВт. Обеспечивается

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

отопление четырех зданий, рис. 3. Развиваемая температура до 63°C. Установка работает около 7 месяцев в году и в летнее время выводится из работы. Расход воды для обеспечения работы теплового насоса колеблется от 14 до 20 м³/час в зависимости от потребного тепла, связанного с наружной температурой воздуха.



Рисунок 3 – Комплекс из 4-х зданий, отапливаемых теплонасосной геотермальной установкой на пограничном и таможенном переходе «Новая Рудня» на границе с Украиной.

На канализационной насосной станции №24 в д. Новый Двор возле Минска, рис. 4, установлен тепловой насос Carrier 30НХС110 производительностью 380 кВт. На заднем плане видна дымовая труба газовой котельной, которая после ввода в работу теплонасосной установки используется отдельные дни в году при температуре наружного воздуха ниже – 20°C. Вода с температурой 7 – 8°C из скважины обеспечивает работу теплового насоса.

Тепловой насос Carrier



Здания, отапливаемые установкой



Рисунок 4 – Геотермальная установка и отапливаемое здание канализационной станции № 24 в д. Новый Двор Минского района.

На ряде сооружений водозаборов вокруг Минска установленная мощность тепловых насосов достигла 1,98 МВт, табл. 1, а мощность всех геотермальных установок в стране оценивается в 5,5 МВт.

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

Таблица 1 – Выборочные сведения об отдельных теплонасосных установках, используемых в Беларуси для отопления зданий и сооружений.

Место нахождения	Первичный источник тепла	Мощность тепловых насосов, кВт	Место нахождения	Первичный источник тепла	Мощность тепловых насосов, кВт
Комбинат «Берестье», г. Брест	Подземная вода	2 x 505	НС «Дрозды»	Подземная вода	36
ВЗ «Вицковщина», Минский р-н	Подземная вода	43	КНС 46, г. Минск	Подземная вода	156
КНС 9, Минский р-н	Подземная вода	45	Минская очистная станция	Подземная вода	165
ВЗ «Водопой», Минский р-н	Подземная вода	40+390	НС «Уручье», г. Минск	Подземная вода	48
КНС 19, Минск	Подземная вода	122	НС «Сосны», г. Минск	Подземная вода	40
КНС 24, Минский р-н	Подземная вода	330	ВЗ «Фелицианово», г. Минск	Подземная вода	29
Речной ВЗ в Новополоцке	Речная вода	230	ВЗ № 11	Подземная вода	80
ВЗ «Муравецкий», Брест	Грунт	3x60	Участок «Сокол», г. Минск	Подземная вода	150
г. Мозырь	Подземная вода	270	Гребной канал в Гомеле	Подземная вода	2x46
Новая Рудня, Ельский район	Подземная вода	273	Водозабор в Речице	Подземная вода	≈50
Больница в г. Несвиж	Скважинные теплообменники	375	Коттеджи	Грунт	≈1000

Сокращения: ВЗ – Водозабор; КНС – Канализационная насосная станция; НС – Насосная станция

Среди других объектов отопления – больница, автозаправочные станции, плавательный бассейн, церковь и др.

Заключение. Эксплуатируемые установки геотермального теплоснабжения (около 100 шт.) устойчиво работают на протяжении ряда лет. Это ничтожно мало по сравнению с другими странами, где смонтированы тысячи таких установок. Ежегодно в стране потребляется ≈35 млн. тонн условного топлива для выработки энергии, часть этого потребления можно снизить, используя геотермальную энергию, имеющуюся в недрах страны.

УДК5 53.98:553.041:552.578:550.8.05

**МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ КЛИМАТ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И
ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ. ОБЗОР
ПРОБЛЕМЫ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ**

В.И. Исаев

isaevvi@tpu.ru

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Россия

The problem paleoclimate is considered at the solution of geological tasks. The task and algorithm of an assessment of influence of a century course of temperatures on Earth surface on a geothermal mode of petromaternal deposits of Western Siberia are formulated.

Обзор проблемы

Палеорекострукции и прогноз изменения природной среды – многовековая проблема, занимающая умы естествоиспытателей. В последние два столетия эта многогранная проблема в полной мере присуща и исследованиям состояния литосферы, ее минеральных и энергетических ресурсов. В начале прошлого века А. Вегенер одним из первых выполнил палеоклиматические реконструкции для решения геологических задач (обоснования гипотезы перемещения литосферных плит), а М. Миланкович создал математическую (астрономическую) теорию колебаний климата.

В настоящее время результаты палеоклиматических реконструкций, восстанавливающие вековой ход давления, влажности и температур на поверхности Земли, используются для прогноза размещения гипергенных месторождений полезных ископаемых. Выполняются прогнозы разобщения зон преимущественной газонасности и нефтеносности структур земной коры, выполненные на анализе влияния палеоклимата на скорость и объемы седиментации. Вместе с тем, за последний два десятилетия накоплен значительный исследовательский материал, показывающий влияние векового хода температур на поверхности Земли на термическую историю и глубоководных нефтематеринских отложений, а следовательно и на степень реализации их нефтегенерационного потенциала.

Ряд исследователей отмечают осложнение теплового поля Урала и Сибири, вызванное особенностями климатической истории, что следует учитывать при характеристике температурного режима недр конкретных территорий [1, 2 и др.]. Ученые и специалисты, занимающиеся моделированием термической истории осадочных бассейнов Западной Сибири и других нефтегазоносных провинций, в связи с их нефтегазоносностью, рекомендуют учитывать вековой ход температур на поверхности Земли, в том числе и резкое похолодание в позднечетвертичное время [3 и др.]. Наряду с этим, при палеотемпературном моделировании разрезов глубоких скважин, расположенных на юго-востоке Западной Сибири, влияние резкого похолодания в плейстоцен-голоцене на геотермический режим материнских пород было оценено как маловероятное [4]. Существует также мнение [5 и др.], что при реконструкции палеотемпературного режима нефтематеринских отложений учитывать вековой ход температур на поверхности Земли нет необходимости.

Лобовой Г.А. с соавторами [6], на основе многовариантного палеотемпературного моделирования осадочных разрезов 6 глубоких скважин, установлено существенное влияние векового хода температур на поверхности Земли на термическую историю и реализацию нефтегенерационного потенциала отложениями баженовской свиты на широтах Томской области. Восстановление термической истории отложений баженовской свиты выполнено методом палеотемпературного моделирования [7], наиболее полно учитывающим изменения во времени параметров геотермополя, в том числе влияния палеоклимата. Вековой ход температуры на поверхности Земли принят с учетом работ [8–10].

Расчет палеотемператур выполнен на 31-н ключевой момент геологического времени, для 3-х допущений: 1) без учета палеоклимата; 2) с учетом палеоклимата, но без позднечетвертичного похолодания; 3) с учетом позднечетвертичного похолодания.

Определения максимальных палеотемператур по отражательной способности витринита (ОСВ), являющегося природным «максимальным палеотермометром» [11], использованы в качестве опорных, «реперных». По геотемпературному критерию [12] выделены очаги интенсивной генерации баженовских нефтей. Пороговая температура очагов генерации нефти баженовской свитой приняты 85 °С.

Проведено сопоставление «реперных» палеотемператур (по ОСВ) и расчетных максимальных палеотемператур для разрезов исследуемых скважин. В моделях, построенных без учета палеоклимата, расхождение между «реперными» и расчетными максимальными геотемпературами для разрезов практически всех скважин имеет очень высокое значение, до 28 °С. Причем все расчетные геотемпературы занижены по отношению к «реперным». При моделировании геотемпературного режима с учетом изменения палеоклимата за всю историю формирования осадочного разреза сходимость максимальных расчетных геотемператур и «реперных» находится, в основном, в пределах допустимых значений (± 5 °С) или близких к ним. Причем в третьем варианте расчетов, с учетом резкого похолодания в квартере, сходимость улучшается.

Результаты моделирования с учетом палеоклимата, по временным и температурным характеристикам выделяемых очагов интенсивной генерации нефти, лучшим образом согласуются с установленной нефтегазоносностью недр. *Важно отметить, что учет палеоклимата при палеореконструкциях термического режима материнских отложений существенно улучшает временные и температурные характеристики очагов интенсивной генерации нефти, что в конечном итоге увеличивает прогнозные ресурсы УВ при их оценке объемно-генетическим методом.*

Постановка задачи

Цель предстоящих исследований – оценить влияние векового хода температур поверхности Земли (палеоклимата) на геотермический режим, а, следовательно, и на степень реализации генерационного потенциала юрских нефтематеринских свит, для различных тектонических структур на разных географических широтах Западной Сибири.

Оценки выполняются на основе *верификации результатов* при следующих трех основных допущениях: 1-е допущение – палеоклимат не следует учитывать; 2-е допущение – палеоклимат следует учитывать, но учет позднечетвертичного похолодания не обязателен; 3-е допущение – следует учитывать все детали хода среднегодовой температуры на поверхности Земли, начиная с юрского времени.

При реализации 2-го и 3-го допущений предполагается анализ вариативности результатов при следующих дополнительных допущениях: 4-е допущение – вековой ход температур на поверхности Земли учитывается на основе мезозойско-кайнозойских палеоклиматических реконструкций для Западно-Сибирской низменности А.А. Шарботяна [8]; 5-е допущение – вековой ход температур на поверхности Земли учитывается с использованием результатов реконструкции климатических условий мезозоя юга Западной Сибири Н.А. Ясманова [13]; 6-е допущение – вековой ход температур на поверхности Земли учитывается с использованием результатов реконструкции палеоклиматов Сибири в меловом и палеогеновом периодах, по А.В. Гольберту с соавторами [14]; 7-е допущение – вековой ход температур на поверхности Земли учитывается с учетом истории климата Западной Сибири, начиная с позднего миоцена, по В.А. Зубкову [15]; 8-е допущение – вековой ход температур на поверхности Земли учитывается на основе установленных В.С. Волковой трендов среднегодовых температур в палеогене и неогене Западной Сибири [16]; 9-е допущение – вековой ход температур на поверхности Земли учитывается с использованием математической модели колебаний климата М. Миланковича [17], позволяющей корректно реконструировать солярную составляющую термического режима поверхности Земли, по меньшей мере, на 0,5 млн лет назад.

Критерием предпочтительности 3-х основных результатов (с учетом допущений 4–9) выступает лучшая согласованность максимума расчетных температур геотермического

режима с температурами «максимального палеотермометра» [11] – с температурами, определенными по ОСВ. Кроме того, важно сопоставить наличие и время работы очагов интенсивной генерации УВ, выделяемых по геотемпературному критерию [12], с установленной нефтегазоносностью недр.

Список литературы:

1. Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Демежко Д.Ю. Реконструкции климата на Урале по геотермическим данным // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 12. – С. 1776-1785.
2. Ерофеев Л.Я., Завидий Т.Ю. Определение поправки за палеоклиматический фактор для коррекции результатов геотермических исследований // Геофизика. – 2010. - № 5. – С. 48-52.
3. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. – М.: Научный Мир, 2007. – 456 с.
4. Исаев В.И., Фомин А.Н. Очаги генерации нефтей баженовского и тогурского типов в южной части Нюрольской мегавпадины // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 6. – С. 734–745.
5. Малышев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А. Опыт применения технологии бассейнового моделирования в ОАО «НК-Роснефть» для оценки перспектив нефтегазоносности акваторий и выбора новых направлений геологоразведочных работ // Нефтяное хозяйство. – 2012. - № 11. – С. 14-17.
6. Лобова Г.А., Осипова Е.Н., Криницина К.А., Останкова Ю.Г. Влияние палеоклимата на геотермический режим и нефтегенерационный потенциал баженовской свиты (на широтах Томской области) // Известия ТПУ. – 2013. – Т. 322. – № 1. – С. 45-50.
7. Исаев В.И. Интерпретация данных гравиметрии и геотермии при прогнозировании и поисках нефти и газа. – Томск: Изд-во ТПУ, 2010. – 172 с.
8. Шарбатян А.А. Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии. – М.: Наука, 1974. – 123 с.
9. Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. Тепловое поле и нефтегазоносность молодых плит СССР. – М.: Недра, 1986. – 222 с.
10. Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. – М.: Недра, 1987. – 134 с.
11. Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. – 331 с.
12. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 6. – С. 1070–1078.
13. Ясманов Н.А. Реконструкции климатических условий мезозоя и кайнозоя ЮГА СССР // Методы реконструкции палеоклиматов. – М.: Наука, 1985. – С. 179-184.
14. Гольберт А.В., Григорьева К.Н., Ильинок Л.Л. и др. Палеоклимат Сибири в меловом и палеогеновом периодах. – М.: Недра, 1977.
15. Зубков В.А. Глобальные климатические события неогена. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 223 с.
16. Волкова В.С. Стратиграфия и тренд палеотемператур в палеогене и неогене Западной Сибири (по данным палинологии) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. - № 7. – С. 906-915.
17. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. – М.-Л.: ГОНТИ, 1939. – 207 с.

**ПРОБЛЕМЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
РЕЗУЛЬТАТОВ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ СКВАЖИН**

Г.О. Кашуба, Р.Ф. Федорив

Группа компаний НАДРА, Киев, Украина

Аннотация. Работа касается проблемы взаимосвязи пористости горных пород и их электропроводности. Изложены результаты исследования уравнения Дахнова–Арчи. Раскрыта причина неоднозначной зависимости между относительной удельной проводимостью пласта горных пород и их пористостью. Показано, что свободная вода и вода в поровом пространстве горных пород имеет различную структуру и, соответственно, различную электропроводность. Предложен новый вид уравнения, в котором неоднозначность этой зависимости устранена нормированием удельной проводимости пласта горных пород на удельную проводимость воды в поровом пространстве этого пласта.

Abstract. Work concerns problems of interrelation of porosity of rocks and them electric conductivity. Results of research of equation Dahnova–Archie are stated. The reason of ambiguous dependence between relative specific conductivity of a layer of rocks and their porosity is opened. It is shown, that free water and water in a porosity spatial of rocks has various structure and various electroconductivity. The new kind of the equation in which ambiguity of this dependence is eliminated by rationing of specific conductivity of a layer of rocks on specific conductivity of water in a porosity spatial of this layer is offered.

Этой проблеме уже более 80-ти лет. Ей посвящены работы многих авторов: K.Lichtenecker и K.Roter (1933), D.A.G.Bruggeman (1935), Каган А.С (1939), Дахнов В.Н (1941), Archie G. E. (1942) и много других. По случаю семидесятилетия уравнения Дахнова-Арчи аналитический обзор литературы по этой проблеме сделал Еникеев Б.Н. [7].

Практически все горные породы имеют пустоты (поры, трещины, каверны). Наличие пустот называют пористостью [4]. Количественно пористость оценивают отношением объема пустот V_n к общему объему образца горной породы V_0 . Это отношение называют коэффициентом общей пористости $K_n = V_n / V_0$ [1, 4].

Если объем пустот V_n образца горной породы заполнить минерализованной водой с заранее измеренным удельным электрическим сопротивлением $\rho_в$, то удельное электрическое сопротивление водонасыщенной горной породы

$$\rho_{нв} = \frac{\rho_в \cdot \rho_{ск}}{\rho_{ск} \cdot K_n + \rho_в(1 - K_n)},$$

где $\rho_{ск}$ – удельное электрическое сопротивление скелета горной породы. Поскольку за небольшим исключением $\rho_{ск} \gg \rho_в$, то записывают [2]

$$\rho_{нв} = \frac{\rho_в}{K_n} \text{ или } \frac{\rho_{ен}}{\rho_в} = \frac{1}{K_n}.$$

Это очевидное соотношение, следуя которому, измерив $\rho_{нв}$ и $\rho_в$, легко вычислить коэффициент пористости K_n , справедливое только для больших по размерам пустот (типа каверн). Для пород, размеры пор которых менее 1 мкм, всегда

$$\frac{\rho_{ен}}{\rho_в} > \frac{1}{K_n},$$

причем между ними нет устойчивой аналитической зависимости [1 - 12, 16 - 25]. В этом и состоит проблема взаимосвязи пористости горных пород и их электропроводности.

Поскольку однозначную связь между K_n и $\frac{\rho_{en}}{\rho_e}$ не поддавали сомнению, то искали аналитическое выражение этой связи. Отношение $\frac{\rho_{en}}{\rho_e}$ назвали параметром пористости P_n

[4,5,22], то есть, $\frac{\rho_{en}}{\rho_e} = P_n = f(K_n)$.

Далее задача свелась к поиску аналитического выражения функции $f(K_n)$.

В конце 30-х годов прошлого столетия Archie [16] (сотрудник компании Shell) провел лабораторные измерения удельного электрического сопротивления ρ_{ne} большого количества образцов кернового материала горных пород и эмпирическим путем подобрал выражение для функции $f(K_n)$:

$$\frac{\rho_{en}}{\rho_e} = P_n = \frac{a}{K_n^m}, \quad (1)$$

где a и m – коэффициенты, значения которых нужно подбирать в каждом конкретном случае петрофизического исследования образцов горных пород, причем a может принимать значения от 0,62 до 1, а m – от 1,5 до 2,15 [4, 9] (в работе [10] m принимает значения от 4 до 11). Понятно, что такая свобода в выборе значений коэффициентов a и m создает не только неудобства использования формулы (1), а также приводит к субъективному фактору в качестве интерпретационного искусства.

Этим коэффициентам дали «физическое» объяснение: значение коэффициента a обусловлено извилистостью (длиной) токопроводящих путей в поровом пространстве, а коэффициента m – просветностью (диаметром) этих токопроводящих путей [4, 5, 10].

Над усовершенствованием и созданием новых модификаций и обобщений уравнения Дахнова - Арчи уже несколько десятилетий и до сих пор работают геофизики всего мира, однако уравнения Дахнова - Арчи остается пока наиболее употребляемым для интерпретации каротажных диаграмм.

В некоторых работах есть попытки учитывать свободную и связанную воду [15], а также поверхностную электропроводность порового пространства [13]. Однако неправомерным оставалось нормирование различных составляющих удельного электрического сопротивления ρ_{ne} горных пород на удельное сопротивление минерализованной воды ρ_v , которой насыщали образцы пород при петрофизических исследованиях. Ведь минерализованная вода в сосуде и эта же вода в поровом пространстве имеют различную структуру и различные свойства [16,19].

Далее анализ проблемы взаимосвязи удельного электрического сопротивления и пористости горных пород будем вести в терминах электропроводности.

В первом приближении электропроводность водонасыщенного пласта σ_{ne} является суммой составляющих их:

$$\sigma_{en} = (\sigma_{ee} \cdot K_{ee} + \sigma_{ze} \cdot K_{ze}) K_n + \sigma_{sk} \cdot (1 - K_n - K_{n2l}) + \sigma_{2l} \cdot K_{n2l}, \quad (2)$$

где σ_{ee} , σ_{ze} , σ_{2l} та σ_{sk} – соответственно электропроводность свободной и связанной воды в порах, электропроводность глины и скелета породы, а K_{ee} , K_{ze} – соответственно коэффициенты содержания свободной и связанной воды в поровом пространстве, K_{n2l} – коэффициент глинистости, K_n – коэффициент пористости, $\sigma_{ee} \equiv \sigma_e$.

По порядку величин $\sigma_e \approx 50$ См/м, $\sigma_{ze} \approx 0,2$ См/м, $\sigma_{2l} \approx 0,3$ См/м, $\sigma_{sk} \approx 10^{-6}$ См/м. В частном случае (например, каверн), когда значение $\sigma_{ee} \cdot K_{ee}$ существенно больше других составляющих электропроводности пласта, можем записать $\sigma_{en} = \sigma_{ee} \cdot K_{ee} \cdot K_n$.

В поровом пространстве с размерами пор порядка 1 мкм свободной воды практически нет, то есть, $K_{ee} = 0$. В таком поровом пространстве действуют капиллярные силы. Они структурируют воду, в которой образуются молекулярные кристаллы типа коллоидов [2, 3, 14]. Ионная электропроводность практически отсутствует, поскольку ионы минералов стают

малоподвижными кластерами [14]. С учетом того, что для большинства пористых пород $K_{\text{вв}}=0$, а $K_{\text{кв}}=1$, переходим к выражению

$$\sigma_{\text{вп}} = \sigma_{\text{кв}} \cdot K_n + \sigma_{\text{ск}}(1 - K_n - K_{\text{нгл}}) + \sigma_{\text{гл}} \cdot K_{\text{нгл}}.$$

Электропроводность капиллярной (в порах) воды $\sigma_{\text{кв}} \sim 0,2$ См/м, а $\sigma_{\text{ск}} \sim 10^{-6}$ См/м (кроме пород с электронной проводимостью). Но $\sigma_{\text{кв}}$ и $\sigma_{\text{гл}}$ соизмеримы. Более того, в неглинистых, глинистых коллекторах и глинах структура связанной в порах воды и ее электропроводность если не идентичны, то подобны и соизмеримы. Поэтому удельная электропроводность $\sigma_{\text{гл}}$ родственного по возрасту и расположению пласта глины может использоваться для нормирования удельной электропроводности $\sigma_{\text{нв}}$ пласта-коллектора.

Литература

1. Вендельштейн Б.Ю., Резванов Р.А. Геофизические методы определения параметров нефтегазовых коллекторов. М. Недра, 1978. – 318 с.
2. Гудок Н.С. Изучение физических свойств пористых сред. М., Недра, 1970. – 208 с.
3. Дахнов В. Н. Интерпретация каротажных диаграмм. М.–Л., 1941. 496 с.
4. Дерягин Б.В., Чураев Н.В., Овчаренко Ф.Д. и др. Вода в дисперсных системах. М.: Химия, 1989. 288 с.
5. Добрынин В.М., Вендельштейн Б.Ю. и Кожевников Д.А. Петрофизика. – М.: Недра, 1991. – 368 с.
6. Духин С.С. Электропроводность и электрокинетические свойства дисперсных систем. – Киев.: Наукова думка, - 1975. – 346 с.
7. Еникеев Б. Н. 70 лет уравнению Дахнова–Арчи// НТВ “Каротажник”. Тверь: Изд. АИС. 2011. Вып. 7 (205). С. 209–226.
8. Каган А. С. К расчету удельного электрического сопротивления горных пород // ЖТФ. 1939. Т. IX. № 2.
9. Кормильцев В.В. Электрокинетические явления в пористых горных породах. - Екатеринбург: ИГ РАН, 1995. – 48 с.
10. Нестерова Г. В. Математические модели электропроводности двухкомпонентных сред и формула Арчи (по материалам публикаций) // НТВ “Каротажник”. Тверь: Изд. АИС. 1985. Вып. 175. С. 81–101.
11. Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород. - М.: Недра, 1989. – 211 с.
12. Семенов А. С. Влияние структуры на удельное сопротивление агрегатов // Геофизика. ВСЕГЕИ. 1948. Т. 12. С. 43–61.
13. Титов К.В. О влиянии поверхностной проводимости на электропроводность горных пород // <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2003/091.pdf>
14. Фридрихсберг Д.А. Курс коллоидной химии. - Л.:Химия, .1974. - 352 с.
15. Ханай Т. Электрические свойства эмульсий // Эмульсии / Под. ред. Ф. Шермана. Л.: Химия, 1972. С. 313–415.
16. Archie G. E. The Electrical resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics // Transactions of the AIME. 1942. Vol. 146. P. 54–62.

УДК 551.243+551.2

**О ВЗАИМОСВЯЗИ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ
ОБСТАНОВКИ КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Дж. Ж. Кендирбаева, В. В. Гребенникова

grvalentina@mail.ru

Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Abstract. This paper presents new data on the conditions gidrogeotermicheskikh Kyrgyz Tien Shan. The material for this was evidence of predecessors and geothermal logging in wells drilled for oil and gas.

Identified by the example of thermal waters natural connections between modern gidrogeotermicheskoy situation, the intensity of neotectonic movements and the epicenters of earthquakes have occurred.

Одним из перспективных регионов для изучения вопросов геотермии Земли является Тянь-Шанская орогеническая область, являющаяся результатом продолжающейся до сих пор конвергенции Индийского и Евразийского континентов. Здесь четко прослеживаются все этапы геологического развития, особенно, связанные с горообразовательными процессами, о чем свидетельствуют наличие в различной степени деформированные и смятые в складки стратиграфические толщи и их литологические разности, а также такие сильные землетрясения как Ташкентское (1966), Сары-Камышское (1970), Жаланаш-Тюпское (1978), Байсоорунское (1990, Суусамырское (1992) и др. При этом вдоль крупных тектонических нарушений выделена глубинная структурная неоднородность, с которой связаны блоки земной коры, отличающиеся по мощности (до 40 км), плотности (2,75-2,85 г/см³) и вещественному составу. Именно к контактам таких блоков приурочено большинство естественных выходов гидротерм, в которых свойственными принято считать на фоне присутствия богатого набора экзотических элементов, наличие высокой температуры.

По данным [1, 2], современный облик Тянь-Шаня сформирован разрушениями и деформацией поверхности эпигерцинского щита, обусловившими внедрение горячих водно-газовых растворов. В связи с этим, выполненные нами анализ и обобщение данных по термальным водам Кыргызского Тянь-Шаня представляются чрезвычайно важными с позиций раскрытия их взаимосвязи с внутренним теплом земли.

Кыргызский Тянь-Шань представляет собой сложно построенную структуру, состоящую из артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов, выраженных в рельефе впадинами и высокоподнятыми хребтами. Последние служат не только неисчерпаемыми кладовыми чистых питьевых вод, но и, благодаря наличию многочисленных разрывающих земную кору и проникающих до мантии глубинных разломов, как считает [3], выступают генератором термических полей, регулирующих характер и интенсивность дыхания земли.

Особенности пространственно-временного изменения их параметров выглядит следующим образом: в верховьях и средней части гидрогеологических массивов, сложенных метаморфическими и интрузивными породами, преобладают охлажденные геотермические зоны, на фоне которых в виде локальных участков эпизодически проявляются очаговые разгрузки гидротерм, образующие за счет общей структурной приуроченности иногда «гидрогеотермальные линии».

Как видно на рис. 1, с запада на восток основные физико-химические параметры «Тескейской гидротермальной системы», пространственно связанной с Предтескейским разломом, отчетливо изменяются, например, температура от 32⁰С (Джуукучак) до 50-56⁰С (Ак-Суу, Алтын-Арашан с тремя групповыми выходами), величины рН среды- от 7,8 до 8,8, а окислительно-восстановительный потенциал (мВ) вместо окислительной среды постепенно сменяется восстановительной обстановкой.

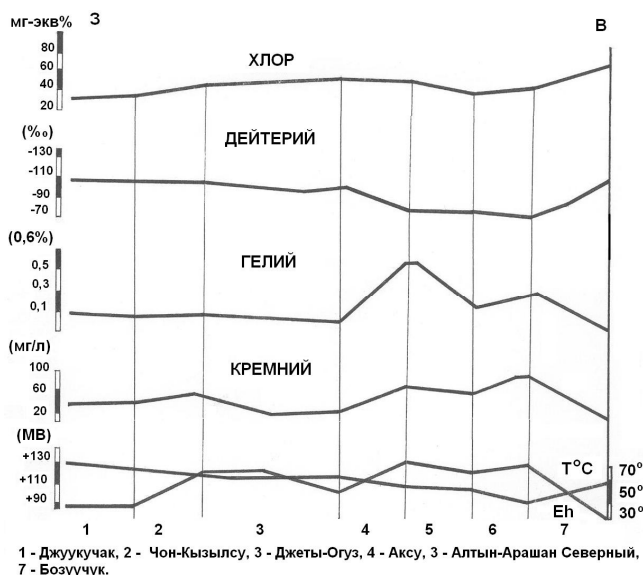


Рис. 1. Изменение физико-химических показателей терм вдоль «Тескейской гидротермальной линии» с запада на восток.

Далее на основе сопоставительного анализа выяснилось, что вышеприведенный характер изменения геотермической и геохимической картин, несмотря на азональность для верхней части гидрогеологического разреза, находится в закономерной связи с интенсивностью неотектонических движений, достигающей наибольшего размаха в этом же направлении, этим самым, указывая на взаимообусловленность их формирования, а именно, качественных состояний гидросферы, высоких геотермических условий и сейсмичности. Об этом, например, свидетельствует сосредоточенность наибольшего количества эпицентров землетрясений с $K \geq 12-14$ в восточной окраине Южно-Иссык-Кульской сейсмической зоны, совпадающей с выходами современных гидротерм на дневную поверхность с температурой более 45°C , тогда как в ее западной части подавляющее большинство таковых происходят с низким энергетическим классом, а для источников, главным образом, характерны субтермы с температурой от 20 до $36-37^{\circ}\text{C}$ (рис. 2).

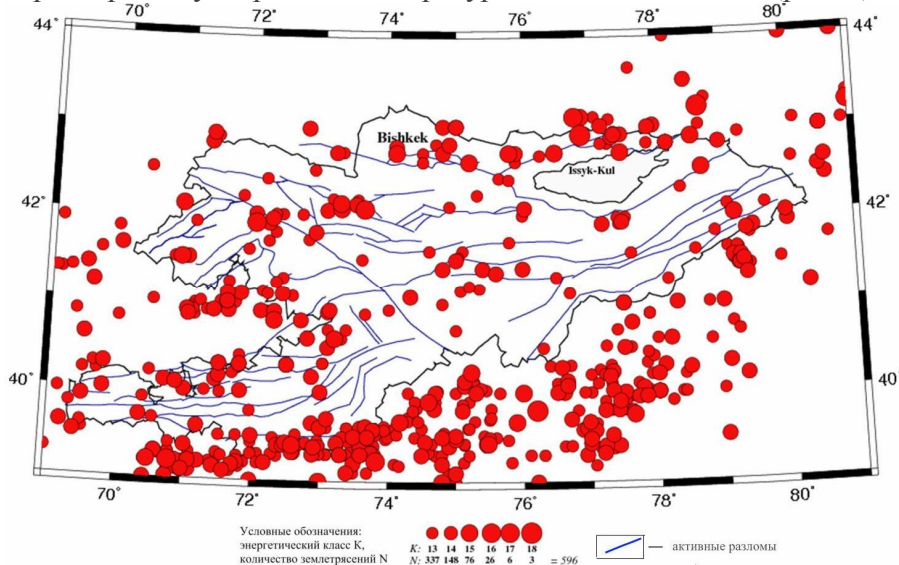


Рис. 2. Карта эпицентров сильных землетрясений с $K \geq 13$ ($M \geq 5$) с исторических времен по 2011 год по данным Института сейсмологии НАН КР.

Если для участков в гидрогеологических массивах, где выходят азональные гидротермы, повсеместно характерны высокие геотермические градиенты (более $7^{\circ}/100$ м), то для артезианских бассейнов свойственны как нормальные (до $3^{\circ}/100$ м), так и повышенные (более $3^{\circ}/100$ м) температурные значения, с которыми закономерно связано проявление определенного геохимического облика гидросферы.

По данным поинтервального гидрогеохимического опробования в пластовых гидротермальных системах, проведенного сверху-вниз, поведение температуры и

количественного содержания компонентов представлено в виде ломанной и мигающей кривой, высокие значения которой, то уменьшаясь, то увеличиваясь, приходится на период геологических образований, испытавших наибольшие усилия тектонической активизации. Так, из рис. 3, построенного по глубокой скважине Майлуу-Суу, находящейся в Восточной Фергане, видно, что максимальные температуры и концентрации всех определяемых компонентов в водах связаны именно с границами неоген-древнечетвертичных, верхне-неогеновых и палеоген-неогеновых образований, когда в Кыргызском Тянь-Шане произошли сильные тектонические движения, приведшие к коренной структурной перестройке через обновление древних и появление молодых разломов.

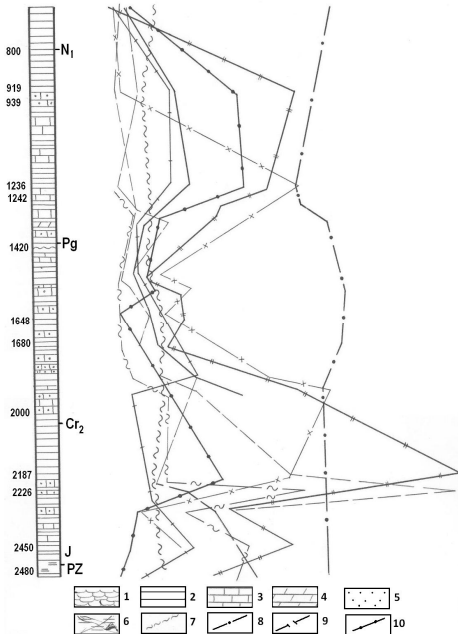


Рис. 3. Гидрогеотермический разрез структуры Майлуу-Суу:

1 - конгломераты, 2 - глины, 3 - известняки, 4 - мергели, 5 - песчаники, 6 - складки, 7 - сульфаты, 8 - хлориды, 9 – температура и 10 - азот.

Представленной мозаичной геотермической картиной пронизаны все стратиграфические толщи, включая и фундамент Кыргызского Тянь-Шаня, для которых свойственны два типа геотермических полей:

- нормальный, с которым связаны самоизливающиеся термы низкой (до 1,0) и пониженной (до 3,0) минерализации (г/л), в которых среди анионов преобладают гидрокарбонаты и сульфаты, а среди катионов - натрий при подчиненном содержании кальция и хлоридов;
- высокий, содержащий высоконапорные без самоизлива гидротермы с минерализацией от 15-20 до 150 г/л при хлоридном натриево-кальциевом и кальциево-магниевом ионно-солевом составе.

Исходя из этого следует, что современные гидротермы, начиная с верхнего неогена, своим формированием обязаны геотермальной энергии Земли, достигающей верхние части земной коры по зонам дробления глубинных разломов. Иными словами, не только различия, но и общность геохимического облика гидротермических систем, указывая на сложность суммарного эффекта динамики развития водоносности горизонтов в земной коре, свидетельствуют о непрерывности протекающих геотермальных процессов в этом регионе. Это обусловлено, с одной стороны, слоистостью и блочностью водовмещающих пород, а с другой - сформированными зонами структурно-вещественных преобразований, создающими неустойчивость в равновесных условиях между водно-газовой системой и интенсивностью дегазации земли за счет избирательного перераспределения внутреннего тепла земли.

Литература

1. Хаин В.Я. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир. - 2000. 604 С.
2. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. - 2005. - Т.46. - № 11. - С. 1176-1190.
3. Шварцман Ю.Г. Тепловой режим литосферы Тянь-Шаня //Тектоносфера Средней Азии и южного Казахстана. - Киев: Науково Думка. - 1990. - С. 148-153.

НЕВЕРОЯТНОСТНОЕ ОПИСАНИЕ АПРИОРНОЙ ИНФОРМАЦИИ В ОБРАТНОЙ ЗАДАЧЕ ГРАВИМЕТРИИ

Т.Н. Кишман-Лаванова, kltam@ukr.net

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

Fuzzy sets are used for the description of the uncertain aprior information in inverse problems. The problem is formulated as multiobjective a problem of optimization.

В геофизической практике внимание ученых, особенно в последние десятилетия, привлекают методы глобальной оптимизации многоэкстремальных функций (такие как прямой поиск Монте Карло в параметрическом пространстве [1], генетические алгоритмы [2] или модельное закаливание [3]). Некорректность обратных задач часто делает применение алгоритмов глобальной оптимизации неэффективным. Необходима адаптация каждого алгоритма посредством комплекса априорной информации, то есть заранее известных сведениях о критериях оптимальности и ограничениях на параметры модели. К сожалению, в реальных задачах наличие разнообразных помех и идеализация распределения свойств вещества земной коры всегда делает априорную информацию неполной и неопределенной.

Классический способ ввести априорные данные о модельных параметрах в процедуру инверсии – это сформулировать их в виде некоторой априорной функции распределения плотности вероятности (PDF) [4]. Тогда решение обратной задачи должно максимизировать апостериори функцию PDF вектора параметров [5].

Трудности, связанные с формулировкой априорной информации через функцию распределения вероятности в геофизических обратных задачах были проанализированы Scales and Snieder [6], которые показали, что во многих практических случаях невозможно использовать вероятностное описание априорной информации. Неопределенность априорной информации о параметрах модели часто имеет невероятностную природу, то есть, связана с недоскональными знаниями об исследуемом объекте. Она может быть описана формально с использованием невероятностной меры неопределенности.

Опыт успешного применения невероятностных методов описания неопределенности известен для инверсии сейсмических данных [1, 5, 7.]. В представленной работе неопределенность априорной информации описывается посредством нечетких множеств. Также показано, как невероятностные методы, манипулирующие неопределенной информацией, могут быть адаптированы для решения обратной задачи гравиметрии. При этом задача формулируется как многокритериальная задача оптимизации, одним из критериев выступает априорная информация.

Постановка задачи. Традиционно обратная задача гравиметрии формулируется следующим образом. Пусть под земной поверхностью имеем некоторую область D , массы которой характеризуются неоднородным распределением плотности. Геологический объект, принадлежащий этой области параметризуется, то есть, описывается совокупностью параметров $\mathbf{m} = [m_1, m_2, \dots, m_k] \in M$, где M – параметрическое пространство. В l точках земной поверхности наблюденное поле аномалии силы тяжести имеет значения $\Delta g_n = (g_1, g_2, \dots, g_l)$. Априорная информация о геологическом объекте получена из некоторых экспериментальных наблюдений. «Байессовский» подход к обратной задаче описывает априорную информацию о модели с помощью функции плотности вероятности $p(\mathbf{m})$. Задача заключается в поиске апостериори плотности вероятности вектора \mathbf{m} , исходя из наблюденных данных, теоретической взаимосвязи между модельными параметрами и наблюденным полем, а также априорной информации [4]: $\sigma(\mathbf{m}) = k p(\mathbf{m}) F(\mathbf{m})$, где k – соответствующая нормализующая константа, $p(\mathbf{m})$ – априорная плотность вероятности модельного распределения, $F(\mathbf{m})$ – функционал, который оценивает соответствие между наблюденными и теоретическими данными.

Однако очень часто априорные оценки отображают лишь допущения о возможных значениях модельных параметров и зависимости между ними, так что статистические оценки

априорной информации невозможны. Тогда неопределенная априорная информация может быть описана способом отличным от вероятностных мер неопределенности, а именно с помощью нечетких множеств.

Описание неопределенной априорной информации.

Невероятностные меры неопределенностей были значительно развиты в 1970-х годах. В частности, некоторые теории, которые обобщают или дополняют теорию вероятностей, были введены на протяжении этого десятилетия.

Теория возможности, основанная на определении меры возможности известна как одна из главных невероятностных теорий неопределенности. Фундаментальная разница между возможностью и вероятностью была сформулирована Zadeh L.A. [9] как принцип согласованности возможности и вероятности. Согласно ему, событие должно прежде быть возможным, чем вероятным. Однако если событие невозможно, то оно также и невероятно.

Более детальный формальный анализ вероятностей, возможностей, нечетких множеств и других мер неопределенности можно найти, например, в монографии Klir и Folger [10] и Zimmermann [11].

Поскольку любой подход к решению геофизической обратной задачи должен обладать вычислительной эффективностью, то имеет смысл использовать теорию возможности, основанную на определении нечеткого множества из-за ее относительной вычислительной простоты по сравнению с теорией вероятности.

Теория нечетких множеств сейчас хорошо развитая область математики. Ее описание можно найти, например, в работах [9, 11]. Важное преимущество этой теории в том, что основные операции нечетких множеств обеспечивают очень удобный способ комбинировать различные четкие и нечеткие ограничения на модельные параметры. Однако важно помнить, что функция принадлежности не может быть использована вместо априори PDF в классической формулировке обратной задачи, так как они не только выражают два разных типа неопределенной информации, но также соответствуют разным мерам неопределенности, которые должны удовлетворять разным аксиомам. Чтобы комбинировать разные типы неопределенности в одной схеме инверсии, необходимо изменить формулировку обратной задачи.

Преобразование традиционной одноцелевой геофизической обратной задачи в многоцелевую задачу оптимизации.

Пусть X – нечеткое множество возможных решений определенное в параметрическом пространстве с функцией принадлежности $\mu_M(m)$ и пусть $p(\Delta g_t(m))$ – функция плотности вероятности экспериментальных данных.

Тогда в вероятностной постановке обратной задачи согласно [5] решение должно:

- максимизировать функцию принадлежности нечеткого множества возможных решений;
- максимизировать плотность условной вероятности наблюдаемых данных.

Такая оптимизационная задача это задача многоцелевой оптимизации с двумя целевыми функциями, то есть

$$\mathbf{F}(m) = (F_1(m), F_2(m)),$$

где $F_1(m) = \mu_M(m)$. Поскольку на практике плотности распределения вероятностей, как априори так и апостериори, считаются гауссовыми, то

$$F_2(m) = p(\Delta g_t(m)) = \frac{1}{(2\pi)^{L/2} |C_D|^{1/2}} \exp\left\{-\frac{1}{2} [\Delta g_t(m) - \Delta g_n]^T C_D^{-1} [\Delta g_t(m) - \Delta g_n]\right\},$$

где L – размерность вектора $\Delta g_t(m)$, C_D – ковариационная матрица наблюдаемых данных, описывает неопределенность данных [7], $\Delta g_t(m)$ и Δg_n – теоретическое и наблюдаемое поля аномалии силы тяжести, соответственно.

Для небайесовской формулировки обратной задачи решение должно:

- минимизировать функцию принадлежности дополнения к нечеткому множеству возможных решений

- минимизировать невязку между полями

$\mathbf{F}(m) = (F_1(m), F_2(m))$, где $F_1(m) = 1 - \mu_M(m)$, $F_2(m) = \|\Delta g_n - \Delta g_t(m)\|_{L_2}^2$. Поля

сравниваются в квадратической метрике L_2 , поскольку предполагается, что случайные погрешности в наблюдаемых данных имеют Гауссово распределение.

Важно отметить, что в случае одноцелевой оптимизационной задачи качество решения оценивается функцией невязки для каждого решения в параметрическом пространстве. В случае многоцелевой задачи каждое решение имеет $L \geq 2$ оценочных значений, одно для каждой целевой функции. Решения с многоцелевыми значениями. помогает сравнить концепция не доминирования [12].

Для поиска решения задачи используется алгоритм окрестностей [1] с целью уменьшить количество вычислений прямой задачи и увеличить разрешающую способность. Вычисление прямой задачи заменяется поиском ближайшего элемента диаграммы Вороного. Диаграммы Вороного используются для аппроксимации модельного пространства вокруг Парето-оптимальных точек. Выбор конечного решения из множества Парето-оптимальных решений осуществляется как компромисс между значениями функции принадлежности нечеткого множества и функции невязки.

Таким образом, предложенный подход позволяет включать разные виды априорной информации в процедуру инверсии, используя для ее описания нечеткие множества. При этом традиционная задача максимума правдоподобности формулируется как многоцелевая оптимизационная задача.

Литература

1. Sambridge M. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space // *Geophysical journal international*. – 1999. – V.138, № 2. – P. 479-494.
2. Sambridge M., Drijkoningen G. G. Genetic algorithms in seismic waveform inversion // *Geophys. J. Int.* – 1992. – Vol. 109. –P. 323-342.
3. Rothman D.H. Automatic estimation of large residual statics corrections // *Geophysics*. – 1986. – Vol. 51. – P. 332-346.
4. Tarantola A., Valette.B. Generalized non linear inverse problem using the least squares criterion // *Rev. Geophys. Space*. –1982. – V. 20. – P. 219-232.
5. Kozlovskaya E. An algorithm of geophysical data inversion based on non-probabilistic presentation of a priori information and definition of Pareto-optimality // *Inverse problem*. – 2000. – v. 16. – P.839-861.
6. Scales J.A., Snieder R. To Bayes or not to Bayes? // *Geophysics*. – 1997. - v. 62, № 4. – P. 1045-1046.
7. Tarantola A. Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. – Society for Industrial and Applied Mathematics, 2005. – 342 p.
8. Sugeno M. Fuzzy measures and fuzzy integrals: a survey // *Fuzzy Automata and Decision Processes*. - 1977. – P. 89–102.
9. Zadeh L.A. Fuzzy Sets as a Basis for a Theory of Possibility // *Fuzzy Sets and Systems*. -1978. - Vol. 1, No. 1. – P. 3—28.
10. Klir G.J., Folger T.A. Fuzzy sets, uncertainly and information. – Prentice-Hall International, 1988. – 368 p.
11. Zimmermann Hans-Jürgen. Fuzzy set theory—and its applications (4th ed.). – Dordrecht: Kluwer, 2001. – 544 p.
12. Goldberg D.E., Deb. K., Clark J.H Genetics algorithm, noise and the sizing of population // *Complex systems*. – 1992. – v.6. – P. 333-362.

УДК 551.242; 550.83

**СОПОСТАВЛЕНИЕ АМПЛИТУД ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И
ГЕОПОЛЕЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ И УРАЛА**

Колтышева Е.С.

koltyshevae@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Based on the Paleotectonic Maps of the USSR (VSEGEI, 1979) the deformation amplitude of the earth's crust on the Urals and eastern part of the East-European platform was calculated. As a result, the deformation amplitude of the earth's crust diagram was constructed, character of distribution of the deformation amplitude degree in conformity with tectonic elements of the region and the geophysical data was compared.

Амплитуды деформации земной коры Уральского региона и восточной окраины Восточно-Европейской платформы были рассчитаны по Палеотектоническим картам СССР масштаба 1:5000000 [1], в границах 42–66 градусов в.д. и 45–70 градусов с.ш. Данные карты были оцифрованы, созданы числовые матрицы амплитуд вертикальных тектонических движений вдоль широтных профилей, затем произведено суммирование амплитуд по модулю за период с Валдайского-Юдомского времени по поздний триас. В результате получена схематическая карта, отражающая не столько мощность накопленных осадков, сколько деформацию земной коры в целом за рассматриваемый период геологического времени, т.к. учитываются как нисходящие, так и восходящие тектонические движения (рис. 1).

Для совместного анализа палеотектонической и геофизической информации были использованы созданные на основе картографических данных цифровые модели аномального гравитационного и магнитного полей, современного рельефа дневной поверхности [2].

Амплитуды деформации земной коры изучаемой территории за период от позднего протерозоя (Валдайское-Юдомское время) до позднего триаса составляют от 2–4 км до 20–24 км. Направление изолиний амплитуд деформации земной коры Уральского складчатого пояса в основном совпадает с простирием основных структурно-формационных зон Урала и отличается от простириания зон амплитуд деформации земной коры в пределах обрамляющих регионов. Эти закономерности простириания характерны также для аномального гравитационного и магнитного полей.

Если для Уральской части региона характерным является меридиональное и субмеридиональное простириание сложного строения изолиний амплитуд деформации земной коры, то для Восточно-Европейской платформы – оно субширотное и диагональное.

Основные особенности геополей распределены в определенной зависимости от глубины и поведения поверхности Мохорвичича. С трогом поверхности М в основном пространственно совпадает зона повышенных градиентов амплитуд деформаций по широте, тянущаяся субмеридионально в районе 60 гр. в.д. В пределах этой зоны происходит значительное изменение характера физических полей, ей соответствуют высокоамплитудная и высокоградиентная гравитационная ступень, минимальные тепловые потоки, низкая суммарная намагниченность магнитоактивного слоя [3]. При этом области распространения наиболее плотных участков земной коры и пониженных тепловых потоков располагаются в восточном борту трога, а максимальные отметки современного дневного рельефа Уральской складчатой системы наблюдаются несколько западнее максимальной глубины трога поверхности Мохо. Отмечается изменение характера изолиний амплитуд деформации земной коры, пространственно соответствующее границам Уфимского выступа Русской платформы. По геофизическим данным здесь происходит довольно резкая ундуляция трога поверхности Мохо на восток с максимумом на 56 гр. с.ш. В геополях эта зона ундуляции

отличается пониженной основностью, минимальными неоген-четвертичными движениями, минимальной высотой современного рельефа и максимальной сейсмичностью [3].

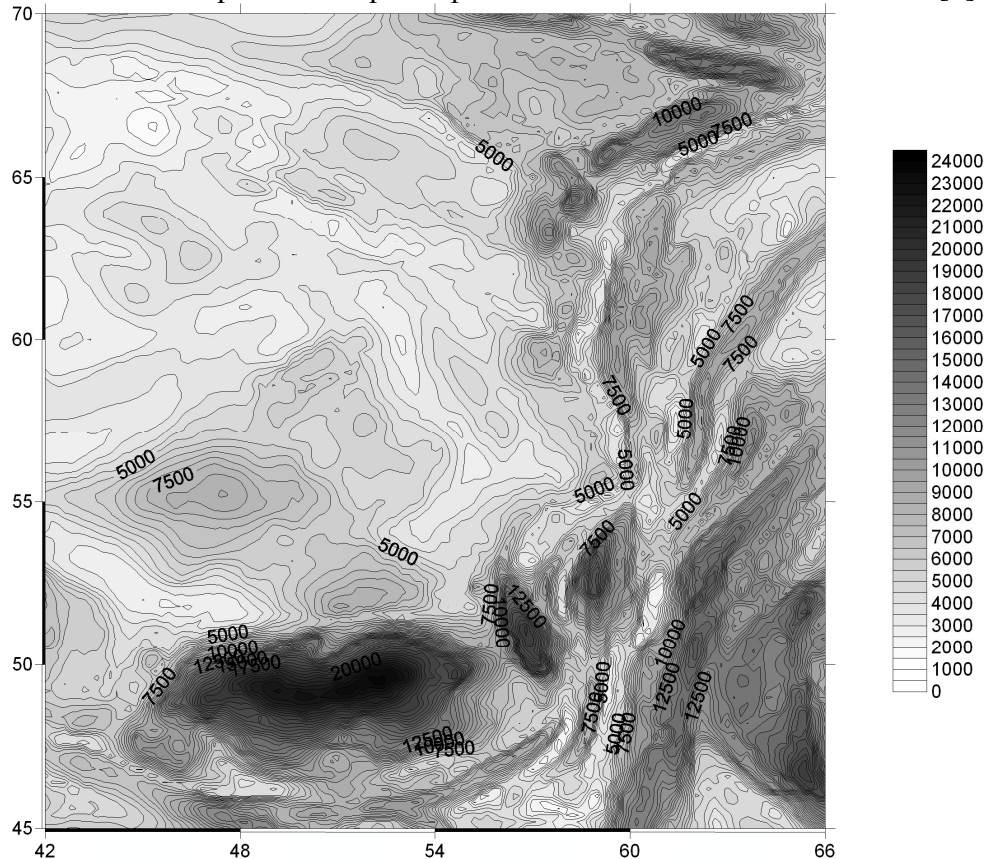


Рис. 1. Амплитуды деформации земной коры с валдайского-юдомского времени по поздний триас (в метрах).

С севера на юг исследуемой территории выделяются области Печорской синеклизы, Тиманской гряды, Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской синеклизы, прошедшие несколько различное геотектоническое развитие. Надо отметить, что, в западной части Тимано-Печорского региона отмечается максимальная плотность изолиний амплитуд деформации земной коры, вытянутых в северо-западном направлении, а в центральной части преобладают изолинии субмеридионального простирания. На карте гравитационного поля в пределах Тимано-Печорского региона наблюдается сгущение изолиний тиманского, а в районе Предуралья – уральского направлений, которое совпадает с простиранием изолиний амплитуд деформации. Для Волго-Уральской антеклизы характерны значительная область пониженных значений амплитуд деформации земной коры. Амплитуды деформации резко возрастают в пределах Прикаспийской синеклизы. Характер изолиний амплитуд деформации земной коры соответствует простиранию основных структурных элементов Прикаспийской синеклизы и схож с характером распределения изолиний поля силы тяжести.

Литература

1. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. Науч. ред. Т.Н. Спизарский. Л.: 1974. 1977.1982. 136 с.
2. Овчаренко А.В. Компьютерная база геополей Урала - информационная основа нового этапа исследования региона. В кн. Глубинное строение и развитие Урала. Мат. Научно-производственной конференции, посв. 50-летию Баженовской ГФЭ, Екатеринбург, Наука, 1996. С.136-146.
3. Рыжий Б.П., Дружинин В.С., Колтышева Е.С., Рыжий Б.Б. Двумерная геолого-геофизическая модель Урала. Материалы Международной научной конференции «Вторые геофизические чтения им. В.В. Федынского». М., 2000. С.37-38.

УДК 551.243 (476)

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА, ГЕОТЕРМИЯ И
НЕФТЕНОСНОСТЬ ПРИПЯТСКОГО ПАЛЕОРИФТА**

В.С. Конищев

vkon@geology.org.by

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Минск, Беларусь

It is showed, that peculiarities of formation of Pripyat paleorift created dissymmetry of its deep structure, structure of sedimentary cover, volcanism, geothermal heat flows and oil possibilities.

По материалам глубинного сейсмического зондирования Припятская область рифтогенеза определяется как зона листрического раскалывания земной коры, сформировавшаяся над внедрившимся в литосферу субширотно вытянутым астеносферным диапиром. Эта зона охватывает Припятский грабен и примыкающие к нему районы Украинского щита на юге, Белорусской антеклизы и Жлобинской седловины на севере, которые образуют плечи Припятского палеорифта. Припятский палеорифт симметричен. Вместе с тем в его глубинном строении и структуре чехла отмечаются многие элементы асимметрии, что связано с особенностями его формирования.

Поверхность астеносферы залегает под палеорифтом на глубине 70–90 км и погружается до 130–140 км к северу и до 160 км к югу, а мощность астеносферы уменьшается от 130 км под палеорифтом до 60–90 км на севере и до 40–60 км на юге (рис. 1). Осевая часть выступа астеносферы расположена на глубине 68–72 км непосредственно под осевым выступом палеорифта, а пологий северный склон астеносферного диапира осложнен дополнительным выступом с залеганием кровли астеносферы на глубине 80 км под Северо-Припятским краевым разломом и Северной зоной ступеней. Над этим выступом на глубине 60–70 км в мантии выделяется линзовидная аномалия, которая связана с частичным плавлением вещества и представляет собой отделившееся от астеносферы самостоятельное тело. Подошва земной коры (поверхность М) образует под палеорифтом и над выступом астеносферы асимметричное поднятие с более крутым южным склоном: она залегает под рифтом на глубине 34–36 км, погружается до 45–48 км на юг под Украинский щит и до 40 км на север под Белорусскую антеклизу. Ниже поверхности М под палеорифтом выделяется линза коро-мантийной смеси мощностью 5–10 км, которая отождествляется с зоной перехода от земной коры к верхней мантии. Она утолщается под краевыми разломами и выклинивается под Украинским щитом и Белорусской антеклизой. На плечах палеорифта выделяются клиноформы в нижней части консолидированной коры, которые выклиниваются на границах палеорифта. Южная клиноформа имеет мощность 15 км, на север она утоняется до 7–10 км и на границе с палеорифтом выклинивается. Северная клиноформа такой же мощности выклинивается, не доходя до северной границы палеорифта. Под палеорифтом нижняя часть коры полностью переработана и замещена коро-мантийной смесью. В консолидированной коре на глубине около 20 км и меньше в Северной зоне ступеней выявлены низкоскоростные аномалии, обусловленные разуплотнением пород [1]. Особенности глубинного строения показывают, что разрыв земной коры приурочен в основном к северной части палеорифта. Поэтому глубинные листрические разломы мантийного заложения приурочены к Северной зоне ступеней и Северо-Припятскому плечу. На юге только Южно-Припятский краевой разлом является глубинным. Все разломы в Пределах Внутреннего грабена коровые.

Рифтогенез был связан с интенсивным выжиманием вещества нижнего, пластичного слоя земной коры в сторону океана, так как континентальная кора на южной окраине континента после образования океана Палео-Тетис II оказалась в условиях резко нескомпенсированных нагрузок. Под воздействием этих сил нижний, пластичный слой коры стал выжиматься в сторону океана. Возникшее при этом течение нижнего, пластичного слоя

земной коры стремилось волочить за собой за счет вязкого сцепления верхний, хрупкий слой коры и расположенный ниже слой литосферы в сторону океана.

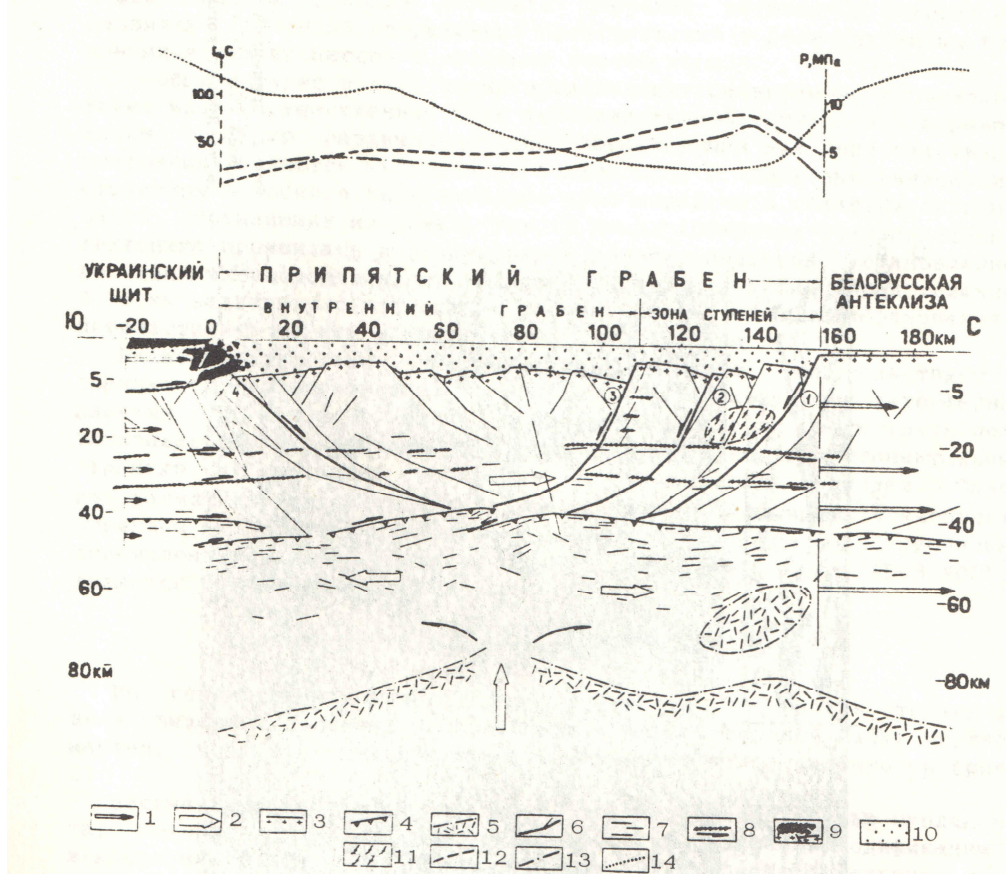


Рис. 1. Обобщенная сейсмогеологическая и геодинамическая модели поперечного разреза Припятского пояса рифтогенеза (Гарецкий, Клушин, 1994): 1 – вектора смещения литосферных плит; 2 – направление действия основных сил; 3 – поверхность фундамента; 4 – поверхность М; 5 – поверхности астеносферных линз; 6 – листрические разломы; 7 – отражающие площадки; 8 – условные границы литосферных пластин и направления относительного перемещения вещества; 9 – предполагаемые надвиги пластин фундамента на осадки; 10 – осадочная толща; 11 – трещинные разуплотнения; 12 – температуры на глубине 3 км; 13 – $P = P_{пл.} - P_{гидр.}$; 14 – редуцированная кривая ΔG . Цифры в кружках: разломы: 1 – Северо-Припятский, 2 – Речицко-Вишанский, 3 – Червонослободский, 4 – Южно-Припятский

В результате в этих слоях возникали растягивающие напряжения, максимум которых был приложен к сечениям коры и литосферы, расположенным на фронте возмущения, причем растягивающие напряжения монотонно росли по мере движения вглубь материка. Когда фронт течения встретил на своем пути ослабленную осевую зону Сарматского щита, растягивающие усилия в верхней коре достигли предела прочности среды на разрыв, и произошел разрыв коры. Касательные напряжения, связанные с течением нижней пластичной коры, были приложены также к кровле подстилающего жесткого слоя литосферы, и в нем возникли аналогичные растягивающие напряжения, которые в этой ослабленной зоне обусловили ее разрыв. Снижение в этой зоне давления в верхней части астеносферы привело к выплавке аномальной мантии, ее скоплению в кровле астеносферы и образованию подлитосферного астенолита, а затем прорыву (мантийный диапиризм) через нижнюю часть литосферы в ослабленной разрывом зоне и образованию линзы аномальной мантии в подошве коры. В результате возникла двухъярусная структура континентального рифтогенеза, включающая верхнюю подкоровую и нижнюю подлитосферную астенولينзы. В северной части палеорифта на фронте течения произошел разрыв литосферы и мантийный

диапиризм: прорыв через нижнюю часть литосферы в ослабленной разрывом зоне аномальной мантии, и ее поступление из подлитосферной в подкоровую линзу аномальной мантии. Поэтому к северной части палеорифта приурочены глубинные разломы, геотермическая аномалия проявления базальтового вулканизма в позднефранское и фаменское время, а к северному плечу палеорифта – трубки взрыва речичского возраста, выполненные калиевыми пикритами, пикритовыми порфиритами, меланефелинитами, мелалейцититами и оливиновыми мелалейцититами [2].

Формирование палеорифта происходило при смещении на юг Украинского щита при стабильном стоянии Белорусской и Воронежской антеклиз по модели простого сдвига, т.е. по модели пассивного рифтогенеза. Это обусловило многие элементы его асимметрии при общем симметричном строении, а также высокое стояние Украинского щита.

Это предопределило литологическую асимметрию платформенного чехла и обогащенность обломочным материалом осадочных отложений южной части прогиба. Наиболее характерна литологическая асимметрия для межсолевого нефтеносного комплекса. Приуроченность глубинных разломов мантийного заложения к северной части Припятской зоны рифтогенеза обусловило проявление магматизма в пределах Северо-Припятского плеча и северной части Брагинско-Лоевской седловины. Здесь на Жлобинской седловине и Северо-Припятском плече установлены трубки взрыва речичского возраста, а на Северо-Припятском плече, в северной части Брагинско-Лоевской седловины и на сопредельной части Припятского прогиба вулканические постройки верхнефранского и фаменского возраста.

Тектоническая асимметрия и асимметрия вулканизма обусловили геотермическую асимметрию.

Наиболее высокие значения современной температуры установлены в центральной и восточной части Северной зоны ступеней. Здесь на срезе –3000 м температура колеблется в пределах 60–80°C. Во Внутреннем грабене температура снижается с севера на юг и с востока на запад от 60 до 35°C. На глубине 5000 м температура на северо-востоке достигает 100°C, на юге прогиба она снижается до 70°C. Плотность теплового потока также уменьшается от 80 до 36 мВт/м² [3]. Изучение отражательной способности витринита угольных включений показало, что палеотемпературы достигали соответственно 170 и 70°C и были почти в два раза выше современных [4]. В связи с этим глубина залегания главной зоны максимальной генерации углеводородов снижается от 2300 м на востоке Северной зоны ступеней при степени катагенеза МК₂ до 4000 м на юге Внутреннего грабена при степени катагенеза МК₁ [9]. Поэтому в восточной части Северной зоны ступеней значительно больший объем пород вступил в главную зону нефтеобразования, они полнее реализовали свой нефтегенерационный потенциал и здесь находится главный очаг нефтеобразования и нефтенакопления. Это обусловило асимметрию нефтеносности: подавляющая часть открытых месторождений нефти (73 из 75) расположена в Северной зоне ступеней.

Литература

1. Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Особенности глубинного строения и палеогеодинамика Припятского прогиба // Палеогеодинамика нефтегазоносных бассейнов Восточно-Европейской платформы. Мн.: 1994. – С. 20–40.
2. Конищев В.С. Механизм формирования и этапы развития Припятско-Донецкого авлакогена // Літасфера. – 1998. – № 8. – С. 91–97.
3. Цыбуля Л.А., Люсова Л.Н., Смирнова Е.В. Тепловой поток в Припятском прогибе и Балтийской синеклизе (Калининградская область) // Методы и результаты геолого-геофизических и нефтепоисковых исследований в Припятском прогибе. – Мн.: 1984. – С. 102–110.
4. Бескопыльный В.Н., Гречишников Н.П. Эволюция геотермического поля Припятского нефтегазоносного бассейна в связи с его нефтеносностью // Доклады АН БССР. – 1976. – Т. 20, № 2. – С. 161–164.

УДК 556.33:550.348

**ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ УРОВНЯ ВОДЫ В СКВАЖИНАХ
КАМЧАТКИ В ПЕРИОД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 28 ФЕВРАЛЯ 2013 Г., $M_w=6.9$**

Г.Н. Копылова, С.В. Болдина, Е.Г. Сизова, gala@emsd.ru

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

Abstract. The report presents data on the water level changes in the E-1 and UZ-5 deep wells due to the 28th February, 2013 earthquake with $M_w = 6.9$, located at a distance of 280 km. The precursor in the water level changes in the well E-1 and its usage in a medium-term forecast is discussed.

Камчатский филиал Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) проводит регистрацию уровня, температуры и электропроводимости воды в глубоких скважинах E-1 и ЮЗ-5. Данные о строении скважин и локальных гидрогеологических условиях приводятся в [1-2], а также на <http://emsd.ru/lgi/places/>. Скважины расположены на расстоянии около 290 км от эпицентра землетрясения 28 февраля 2013 г., $M_w=6.9$ (рис. 1).

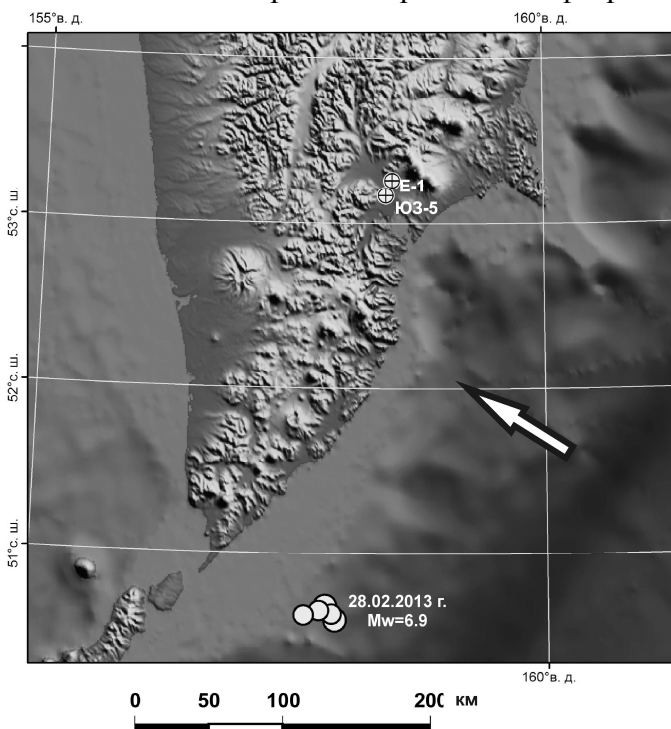


Рис. 1. Схема расположения скважин E-1 и ЮЗ-5, эпицентров землетрясения 28 февраля 2013 г. и его сильнейших афтершоков.

Стрелкой показано направление движения Тихоокеанской океанической плиты.

В обеих скважинах наблюдения проводятся с использованием аппаратного комплекса Кедр-ДМ-У (ООО Полином, г. Хабаровск) с телеметрической передачей данных в КФ ГС РАН по каналам сотовой связи общего пользования [3].

В состав Кедр-ДМ-У входят высокочувствительный ультразвуковой датчик уровня воды, позволяющий регистрировать изменения уровня воды с точностью ± 0.1 мм, и глубинный зонд для измерений электропроводимости и температуры подземной воды. Измерения гидрогеологических и метеорологических параметров проводятся с интервалом

5 минут. Передача данных осуществляется один раз в час, обработка данных проводится ежедневно по будним дням. Результаты обработки в виде графиков изменений уровня воды представляются на сайте КФ ГС РАН по адресу <http://emsd.ru/lgi/observations>.

Используемая система наблюдений позволяет выделять гидрогеосейсмические вариации в изменениях уровня, температуры и электропроводимости подземной воды в режиме близком к реальному времени с задержкой между измерением параметров и отображением временных рядов обработанных данных на мониторе оператора не более 2.5 суток.

Гидрогеосейсмические вариации параметров подземных вод, зарегистрированные в связи с землетрясением 28 февраля 2013 г. В скважине ЮЗ-5 после вступления сейсмических волн (14:07) в течение 45-ти минут происходило повышение уровня с амплитудой 2.2 см (рис. 2). Такой эффект был вызван наложением косейсмического скачка повышения уровня с амплитудой 0.5 см вследствие объемного сжатия водовмещающих пород при образовании разрыва в очаге землетрясения и кратковременного повышения порового давления в системе «скважина – водовмещающая порода» при прохождении сейсмических волн.

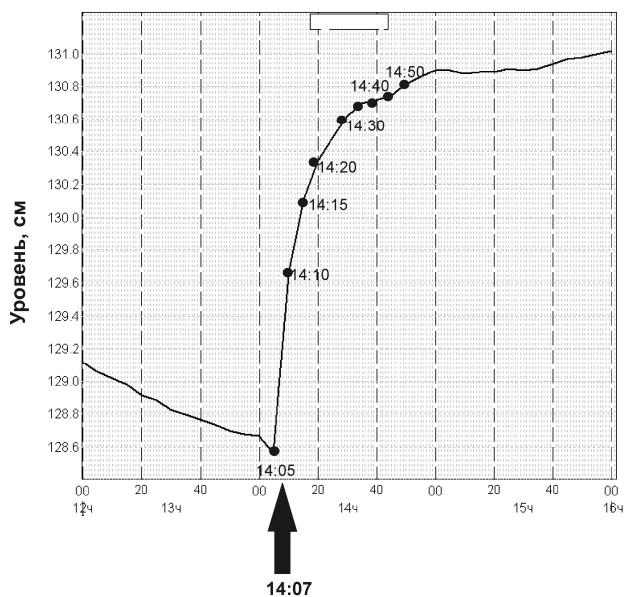


Рис. 2. Повышение уровня воды в скважине ЮЗ-5 после вступления сейсмических волн от землетрясения 28 февраля 2013 г. (показано стрелкой).

После землетрясения в среднечасовых изменениях уровня воды фиксировалось интенсивное понижение (рис. 3), которое развивалось до середины апреля. Амплитуда понижения уровня в течение 1.5 мес. составила 44 см. Эффект интенсивного понижения уровня воды наблюдался ранее в скважине ЮЗ-5 лишь однажды, после Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., $M_w=7.8$, произошедшего на эпицентральной расстоянии 310 км. В случае Кроноцкого землетрясения понижение уровня с амплитудой около 1 м продолжалось три месяца [2].

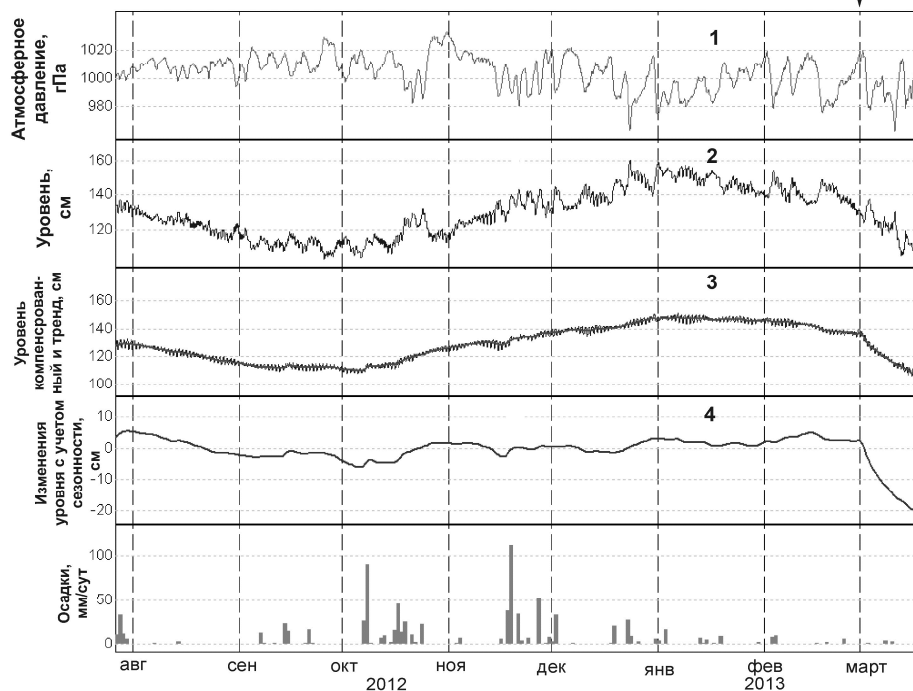


Рис. 3. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5 с 27 июля 2012 г. по 17 марта 2013 г., включающие постсейсмическое понижение после землетрясения 28 февраля 2013 г. (момент землетрясения показан стрелкой):

1 и 2 – данные 5-минутной регистрации атмосферного давления и уровня воды, 3 – среднечасовые изменения уровня воды с компенсированными баровариациями и выделенным трендом, 4 – среднечасовые изменения уровня воды, очищенные от барометрических, приливных вариаций и сезонного тренда.

После землетрясения произошло понижение

температуры воды и повышение электропроводности. Эти изменения можно отнести к постсейсмическим вариациям в режиме подземных вод. 7 января, т. е. примерно за 8 недель до землетрясения 28 февраля, было зарегистрировано резкое повышение электропроводности воды с амплитудой 6 мСм/м.

В скважине Е-1 изменения уровня воды в период землетрясения 28 февраля: понижение с повышенной скоростью в течение 44 сут перед землетрясением (гидрогеодинамический предвестник) и его повышение с амплитудой около 2 см после землетрясения (рис. 4), является типичным в случаях проявления сильных ($M \geq 6.6$) местных землетрясений на расстояниях до 300 км [1]. Важными особенностями гидрогеодинамического предвестника являются его повторяемость перед местными сильными землетрясениями с $M \geq 5.0$ на расстояниях до 350 км и увеличение связи предвестника и землетрясений с ростом величины их магнитуды [5]. С использованием этого вида предвестника осуществляется среднесрочная оценка сейсмической опасности в районе г. Петропавловска-Камчатского с представлением прогнозных заключений в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений (КФ РЭС).

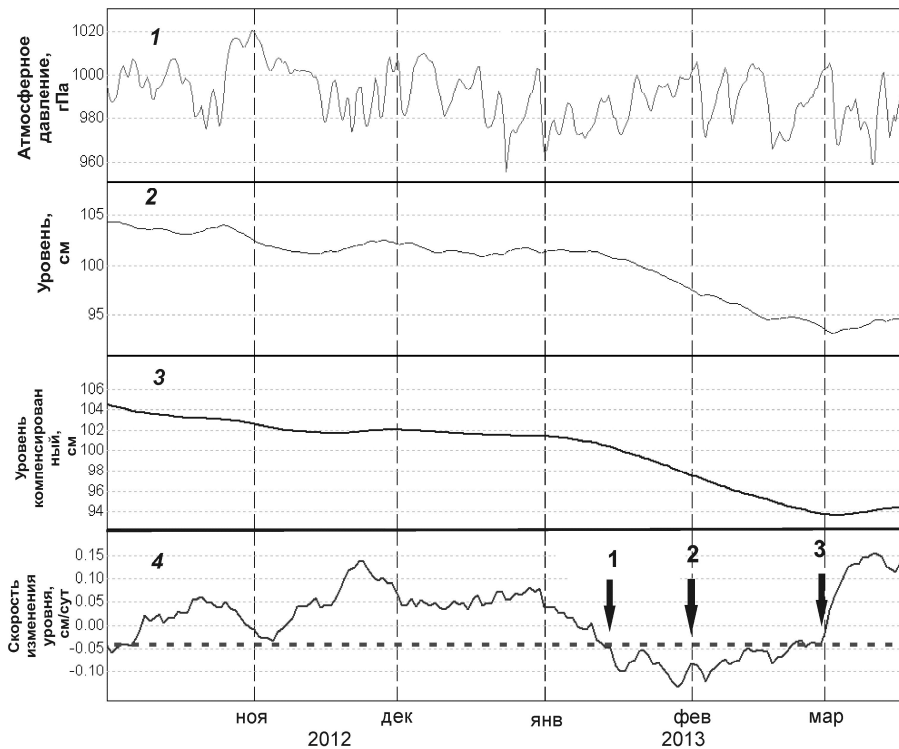


Рис. 4. Изменения уровня воды в скважине Е-1 с 1 октября 2012 г. по 18 марта 2013 г., включающие проявление гидрогеодинамического предвестника и постсейсмическое повышение в связи с землетрясением 28 февраля 2013 г.:
 1 и 2 – данные 5-минутной регистрации атмосферного давления и уровня воды, 3 – среднесуточные изменения уровня воды с компенсированными баровариациями, 4 – суточная скорость изменения уровня с учетом скорости нисходящего тренда. На графике 4 стрелками показаны:

1 – 16 января 2013 г., начало проявления гидрогеодинамического предвестника; 2 – 1 февраля 2014 г., дата подачи прогнозного заключения в КФ РЭС; 3 – 28 февраля 2013 г., дата землетрясения.

Горизонтальная пунктирная линия – пороговое значение суточной скорости изменений уровня воды.

Пример землетрясения 28 февраля 2013 г. показывает:

- используемая в КФ ГС РАН система специализированных наблюдений за режимом подземных вод в пьезометрических скважинах позволяет диагностировать различные типы гидрогеосейсмические вариации уровня, температуры и электропроводимости воды, в т. ч. гидрогеодинамический предвестник сильного землетрясения, в режиме близком к реальному времени;

- предложенный ранее в [1, 4] метод вероятностного среднесрочного сейсмического прогноза времени сильных землетрясений на Камчатке с заблаговременностью месяцы – недели, основывающийся на данных уровнемерных наблюдений на скв. Е-1, продемонстрировал свою практическую полезность в системе прогнозирования сейсмической опасности в Камчатском крае.

Список литературы

1. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987-1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. - 2001. - № 2. - С.39-52.
2. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. - 2006. - № 6. - С. 52-64.
3. Калинов Г.А., Лысаков А.В., Римлянд В.И. и др. Автоматизированная система сбора гидрологической информации // Измерительная техника. - 2012. - № 2 (32). - С. 92-99.
4. Копылова Г.Н. Оценка сеймопрогностической информативности данных уровнемерных наблюдений на скважине Е1, Камчатка (по данным наблюдений 1996-2007 гг.) // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. - С. 24-28.
5. Копылова Г.Н., Сизова Е.Г. О предвестнике землетрясений, проявляющемся в изменениях уровня воды в скважине Е-1, Камчатка // Вулканизм и связанные с ним процессы. Матер. конф., посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. - С. 116-125.

УДК 551.21+552.11+550.361

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МИНИМУМ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ КАК ИНДИКАТОР ИНТЕНСИВНОСТИ ПРОЦЕССОВ КОЛЧЕДАНООБРАЗОВАНИЯ В СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

А.М. Косарев, И.В. Голованова

amkosarev@mail.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук, г. Уфа, Россия

Abstract. The heat flow minimum in the South Urals coincides with an area of Early Devonian–Eifel–Givetian and Late Devonian–Early Carboniferous volcanogenic formations bearing massive sulfide and ferrolite. Low heat generation in this zone is related to the depleted mantle nature and the removal of radioactive elements in the process of intensive ore genesis.

1. Зона аномально низкого теплового потока на Южном Урале [1] пространственно совпадает с областью западного и центральной и северной частью восточного крыла Магнитогорского мегасинклиория, в которой сконцентрированы многочисленные (около 30) колчеданные месторождения и большое количество рудопроявлений, а также группа железорудных месторождений Магнитогорского рудного района. Из колчеданных месторождений к этой зоне приурочены суперкрупное Гайское, крупные колчеданные месторождения Юбилейное, Подольское, Сибайское, имени XIX Партсъезда, Учалинское, Новоучалинское и многие другие, вмещающие около 70% запасов колчеданных руд на Южном Урале [2]. Колчеданные рудные залежи локализованы среди метасоматитов серицит-хлорит-кварцевой и пропилитовой формаций, возникших на стадии подводного рудообразования в связи с интенсивной деятельностью вулканических палеогидротермальных систем.

По профилю “Урсейс-95” минимум теплового потока имеет ширину около 50 км и располагается между Аблязовским и Восточно-Ирендыкским разломами крутого западного падения по интерпретации С.Е. Знаменского [3].

Геологические материалы [3] и модельные расчеты по гравиметрическим данным [4] показывают, что породы с пониженной плотностью ($2.8\text{--}2.82\text{ г/см}^3$) и повышенной радиоактивностью погружаются под Магнитогорскую синформу и с запада и с востока.

По результатам интерпретации геолого-геофизических материалов, выполненной И.Б. Серавкиным и А.А. Цветковой [5], сделан вывод о максимальной мощности гранулитобазитового слоя и его биклиналином строении под Магнитогорской мегазоной. По материалам сейсмического профиля “Урсейс-95” в центральной части бивергентной структуры Южного Урала, соответствующей Восточно-Магнитогорской и Центрально-Магнитогорской зонам поверхность Мохо не проявлена [6].

Примечательно, что и внутри коры, на глубинах 20–40 км под Центрально-Магнитогорской зоной расчетные плотностные характеристики плавно меняются сверху вниз от 2.85 г/см^3 к 3.11 г/см^3 и к значению 3.38 г/см^3 , показывая “размытость” раздела Конрада. В связи с этим большой интерес представляют материалы И. Деринга, Х.И. Гетце и М. Кабана [4], по данным которых под центральной и восточной зонами Магнитогорской синформы на глубинах 24–50 км располагается серия концентрически построенных антиформных структур. По нашему мнению, куполовидные структуры соответствуют верхним частям мантийного диапира, испытавшим пластические деформации в коллизионный этап.

2. В процессе геологического развития Южного Урала и Магнитогорского мегасинклиория, в частности, химизм исходных магм и концентрации в вулканитах элементов с большим ионным радиусом контролировались геодинамическими обстановками. По результатам палеогеодинамических реконструкций с позиций тектоники плит на основе палеовулканологических и петролого-геохимических материалов [7] главными обстановками в которых формировались колчеданные месторождения на Южном Урале являются

следующие: 1 – фронтальные островные дуги над зоной субдукции (НЗС); 2 – тыловые островные дуги НЗС; 3 – задуговые бассейны с субконтинентальной, переходящей в субокеаническую земной корой с ограниченным влиянием субдукционных флюидов; 4 – внутридуговые спрединговые бассейны с подзонами расположенными в обстановках различных типов: а) НЗС; б) вне надсубдукционной зоны и влияния субдукционных флюидов; в) с ограниченным влиянием субдукционных флюидов [8]. Существенное влияние на состав колчеданных месторождений НЗС оказывает глубинное строение вулканических поясов. По простиранию отдельных поясов в разных блоках может меняться состав фундамента, принадлежность разрезов к энсиматическому или энсиалическому типу островной дуги, что влечет и смену колчеданного оруденения с уральского типа ($Cu > Zn$) на баймакский, близкий к куроко ($Zn-Cu-Au-Pb$).

Масштаб и тип оруденения колчеданной формации на Южном Урале определяется геодинамической позицией металлогенических зон и рудных полей. Наибольшую продуктивность на колчеданное оруденение Уральского типа с преобладание меди над цинком ($Cu > Zn$) в рудах обнаруживает фронтальная островная дуга позднеэмско-раннеэйфельского возраста сложенная бурибайским, верхнетаналыкским и ирендыкским вулканическими комплексами.

Колчеданные месторождения, сформировавшиеся в позднеэмское – раннеэйфельское время (Юбилейное, Бурибайское, Гайское, Маканское, Октябрьское и Подольское) относятся к цинково-медному типу ($Cu > Zn$), а месторождения эйфель-живетского цикла (Сибайское, Бакр-узьякское, Учалинское, Новоучалинское, Узельгинское, Имени XIX Партсъезда, Молодежное, Чебачье, Талганское, Новое, Озерное, Западно-Озерное) характеризуются существенно цинковым составом руд ($Zn > Cu$). В обоих случаях исходные магмы бурибайского и карамалыташского колчеданоносных комплексов, выплавлялись при высоких парциальных давлениях водного флюида, стимулировавшего высокие степени плавления мантийного субстрата. Однако, карамалыташский комплекс располагался в НЗС с более глубоко погруженной субдуцирующей плитой, соответствующей области перехода от фронтальной к тыловой островной дуге, что зафиксировано в составе ирендыкской формации и ее возрастных аналогах в Восточно-Магнитогорской зоне [8].

3. На ранних этапах гидротермально-метасоматических преобразований вулканогенных пород колчеданоносных рудно-магматических систем формируются минералы смектитовой фации [9]. Наибольшим распространением пользуются смектиты, гидрослюда, хлорит, смешаннослойный хлорит-монтмориллонит, на глубине отмечается присутствие эпидота, актинолита.

В процессе дегидратации гидрослюды возникают более крупночешуйчатые агрегаты серицита и мусковита. При этом содержания радиоактивных элементов уменьшаются [10] в результате перераспределения, иногда формирования самостоятельных минеральных фаз и частичного выноса. Аналогично гидрослюдам, серицитам, мусковитам ведут себя хлориты, эпидоты и даже пирит. Во всех перечисленных минералах собирательная перекристаллизация и укрупнение агрегатов или зерен минералов ведут к понижению концентраций в них U и Th.

Низкие концентрации Th (до 0.04 г/т) обнаружены во вмещающих Сибайское месторождение окварцованных натриевых низкокальциевых измененных кислых породах с содержаниями SiO_2 – 75.4–82.6%, Na_2O – 4.57–5.65%, K_2O – от количеств, ниже чувствительности прибора, до <0.03– 0.58%, Th – 0.04–0.23 г/т, U – 0.11–0.14 г/т, Ba – 17–59 г/т. В серицитизированных породах околорудной метасоматической колонки (K_2O – 3.18–3.45%, Na_2O – 0.34–0.75%) обнаружены более высокие концентрации U (0.27–0.38 г/т), Th (0.21–0.37 г/т) и Ba (193–228 г/т), которые заметно превышают содержания перечисленных микроэлементов в аналогичных по кислотности вулканитах безрудной Карамалыташской антиклинали. Приведенные данные свидетельствуют о том, что формирование серицит-хлорит-кварцевых пород сопровождалось небольшим привнесом K, U, Th и Ba при одновременном разложении плагиоклазов и выносе Na. В зоне частичных изменений, где

происходило окварцевание (и гематитизация?), установлен привнос Si и Na в сочетании с одновременным частичным выносом U, Th, Ba, K.

4. Геохимические особенности базальтов Южного Урала и геодинамическая позиция хорошо увязываются с продуктивностью на колчеданное оруденение. По экспериментальным данным и модельным построениям, концентрации в исходных магмах MgO, высокозарядных, крупноионных литофильных и редкоземельных элементов, контролируются объемами флюидной фазы, P_{H_2O} и степенью плавления мантийного субстрата. Некоторые из геохимических характеристик базальтов, в частности, концентрации TiO_2 , Zr и значения отношений La/Yb, зависящие от степени плавления мантийного субстрата и P_{H_2O} , коррелируются с запасами рудного вещества (Cu+Zn в тыс. тонн) в рудных районах Южного Урала [8]. На основании этих данных выделены рудоносные зоны с высокой, умеренной, низкой продуктивностью на колчеданное оруденение.

Наиболее высокопродуктивные палеовулканические зоны, такие как Тубинско-Гайская, Южно-Ирендыкская и Учалинско-Сибайская, располагаются в пределах контура минимальных значений теплового поля на Южном Урале. Это связано с тем, что вынос магматического вещества, сопровождаемого флюидной фазой, в значительной мере касался и радиоактивных элементов. Обедненный ураном, торием и другими литофильными элементами мантийный субстрат, в сочетании с выносом этих элементов расплавами и флюидами из зон магмо- и рудообразования определили истощенный характер рудно-магматических систем, наиболее продуктивных на колчеданное оруденение.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 27 П РАН, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.

Список литературы

1. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.
2. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.
3. Пучков В.Н., Косарев А.М., Знаменский С.Е. и др. Геологическая интерпретация комплексного сейсмического профиля УРСЕЙС-95 // Геологический сборник. № 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 3–28.
4. Döring J., Gotze H.-J., Kaban M.K. Preliminary study of the gravity field of the Southern Urals along the URSEIS-95 seismic profile // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 49–62.
5. Серавкин И.Б., Цветкова А.А. Строение Магнитогорского мегасинклинария в свете палеовулканогеологических реконструкций и геофизических данных // Вулканизм и рудообразование Урала. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1982. С. 19–32.
6. Петров А.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К. и др. Использование компьютерной технологии “КОСКАД-ГЕОТРАВЕРС” для обработки геофизических материалов СГ-ОГТ. // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 70–78.
7. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. № 4. 2005. С. 22–42.
8. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Колчеданоносность Южного Урала: корреляция запасов Cu и Zn с геохимическими характеристиками базальтов рудных районов // Доклады Академии наук. 2010. Т.434. № 6. С. 658-662.
9. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 347 с.
10. Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.

УДК 550.383

ОБОСНОВАНИЕ ТОКА КИНЕМАТИКО-ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ГЕОДИНАМО

В.А. Кочнев

kochnev@icm.krasn.ru

Институт вычислительного моделирования СО РАН, г. Красноярск

The basic properties of the kinematic-gravity model geodynamo are presented. Current caused by the passage of positively charged liquid under the tidal forces of the Moon and the Sun, depending on the density of the excess charges in the fluid flow, section area of the charged liquid and its flow velocity. From the assumption that the fluid (plasma) is molten iron whose each atom have lost only one electron, charge density is found to be $1.76 \cdot 10^{10}$ Кл/м³. Calculated required section area for the case where the fluid moves with a speed of 20 km / year. It is equal to 52 x 52 m. Assuming that the not all of the electrons are leaving, but only one in the 10^6 , then we estimate the section area 52 x 52 km. The most mobile plasma particles are electrons, their exit beyond the liquid plasma under the influence of the repulsive forces and the various potential forces is most likely.

Представление основных свойств модели

Наши первые результаты численного моделирования источников магнитного поля ядра были представлены в 2011 году в работах [1–3]. Кинематико-гравитационная модель геодинамо была представлена и обсуждена на 4 российских конференциях 2012 года [4–7].

Эти и другие выступления и рецензии на работы позволяют сформулировать основные пункты обоснования модели.

1. Если предполагать, что основные источники магнитного поля находятся в ядре, то распределены они в нем неравномерно и не в центральной, а в экваториальных и прилегающих к ним областях ядра. Распределение источников в ядре показано на рис.1. Подобное распределение получено при решении обратных задач при разных вариантах априорной модели. Близкая модель источников получена Зидаровым [8].
2. Источниками МПЗ являются токи, движущиеся по часовой стрелке (если смотреть со стороны северного полюса, рис.2). В экваториальной области ядра токи движутся противоположно относительно вращения планеты.
3. Током является турбулентное и полоидальное движение (по часовой стрелке) положительно заряженной жидкости ядра.

Таким образом, кинематико-гравитационная модель (КГМ) геодинамо характеризуется следующими двумя основными особенностями:

1. Током является движение положительно заряженной жидкости, то есть атомов, потерявших электроны под действием высокой температуры ядра. В традиционно развиваемых версиях геодинамо ток – это движение электронов.
2. Основные движущие силы жидкой субстанции ядра – приливные силы Луны и Солнца. В традиционных моделях – силы тепловой конвекции и силы Кориолиса, а внешние приливные силы не учитываются.

В традиционных моделях для возникновения МПЗ необходимо начальное магнитное поле и процесс регенерации, самоподдержания. Необходимость последнего и усложняет модели. В КГМ геодинамо ни первого, ни второго не нужно. Магнитное поле на планете будет существовать, пока есть вращение Земли и есть спутник Луна и Солнце. Подтверждением того, что приливные силы являются основными, свидетельствует факт высокой корреляции (0.997) энергии приливных сил и величины магнитного поля на планетах Солнечной системы. [4–7]

Как всегда, новая модель требует объяснения многих явлений. При представлении кинематико-гравитационной модели геодинамо у слушателей неизбежно возникал вопрос: «откуда положительная заряженность ионизированной среды ядра (плазмы)? Она считается

нейтральной». Изучая свойства плазмы, мы обнаружили, что плазма является квазинейтральной. Это следует из определения плазмы: «плазма – это квазинейтральная среда, состоящая из заряженных и нейтральных частиц» [9]. Наша задача заключается в том, чтобы численно определить возможную величину заряженности, необходимую для генерации глобального поля в зависимости от скорости движения плазмы в ядре Земли.

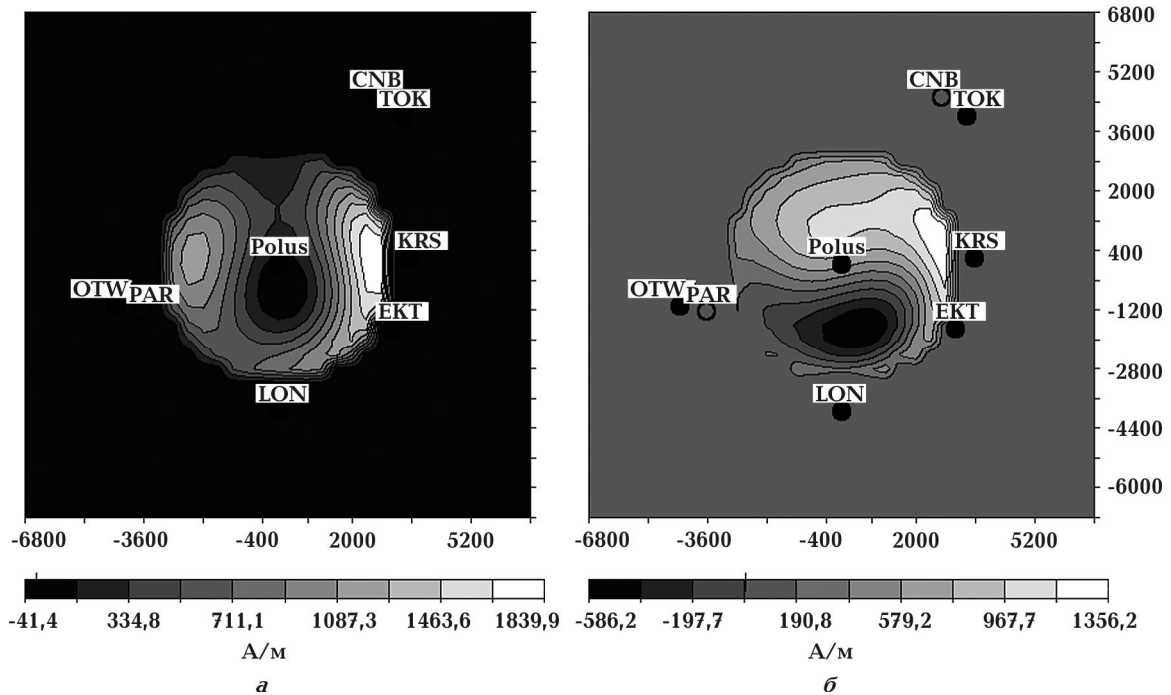


Рис.1 Вариант эффективной намагнитченности ядра: а) северное полушарие; б) южное полушарие. Вид со стороны северного полюса.

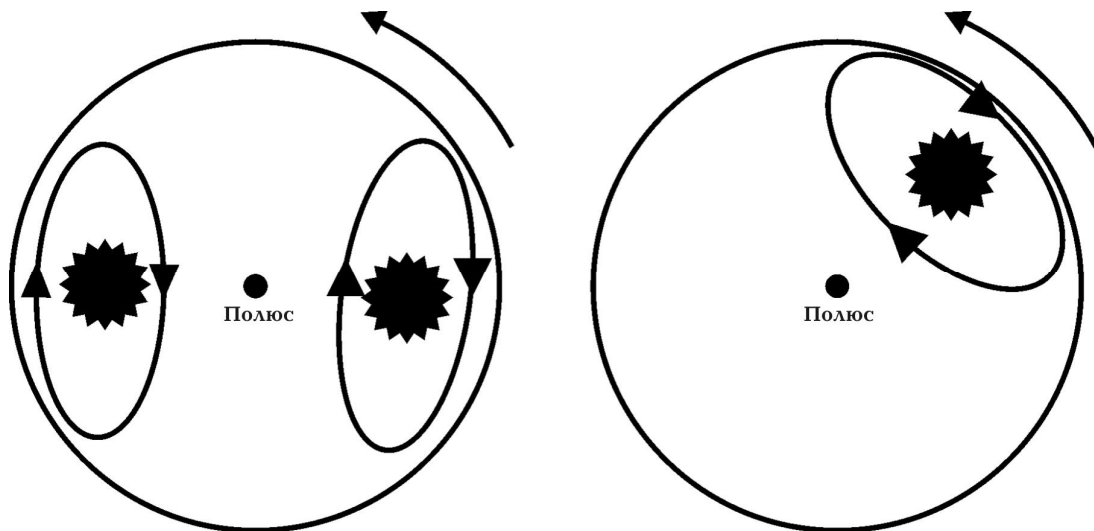


Рис.2. Схема движения токов в северном и южном полушарии и направление вращения планеты (против часовой стрелки). Пропуская примеры и детали обоснования, перейдем к заключению.

Заключение

1. Представлены основные свойства КГМ геодинамо.

Приведен расчет необходимой силы тока в проводнике сечением 1x1 м, радиусом 10^6 м, расположенном в плоскости экватора для создания магнитного поля $6.6 \cdot 10^4$ нТл на

поверхности планеты. Она равна $2.86 \cdot 10^{10}$ А. В толстостенном цилиндре с вертикальным сечением $10^6 \times 10^6$ м плотность такого же тока уменьшится до 0.03 А/м².

2. Сила тока, вызванного течением заряженной жидкости, зависит от плотности зарядов в жидкости, площади сечения потока заряженной жидкости и скорости ее течения. Из предположения, что жидкость (плазма) представлена расплавленным железом, атомы которого потеряли по одному электрону, плотность заряда получается равной $1.76 \cdot 10^{10}$ Кл/м³. При такой большой плотности получены крайние оценки скорости движения жидкости для создания необходимой величины МП на поверхности при условиях, указанных в п.1. Если МП возбуждается одним витком (струей) с сечением 1×1 м, то скорость движения составит около 6 км/ч, а если объемным потоком с сечением 10^{12} м², то скорость будет ничтожно малой, а именно 5.4 м/год.

3. Рассчитано необходимое сечение потока для случая, когда жидкость движется со скоростью 20 км/год. Оно оказывается равным 52×52 м. Если предположить, что из объема уйдут не все электроны, а только каждый 10^6 -й, то мы получаем оценку сечения 52×52 км.

4. Наиболее подвижными частицами плазмы являются электроны, поэтому выход столь малой их доли за пределы жидкой плазмы под действием сил отталкивания и различных потенциальных сил наиболее вероятен.

Литература

1. Кочнев В.А., Гоз И.В. Модель источников магнитного поля ядра Земли, полученная в результате решения обратной задачи магнитометрии. // Мат. 38-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Пермь, 2011.
2. Кочнев В.А. Эффективная намагниченность ядра — результат решения обратной задачи по геоцентрической Z-компоненте магнитного поля IGRF-2005. // Шестые научные чтения Ю.П. Булашевича «Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей». Екатеринбург, 2011.
3. Кочнев В.А. Модель ядра по результатам моделирования магнитного поля Земли // Мат. V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2011.
4. Кочнев В.А. Косвенные факты и явления, подтверждающие модель генерации магнитного поля при движении заряженного расплава ядра // Мат. 39-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Воронеж, 2012.
5. Кочнев В.А. Кинематико-гравитационная модель генерации магнитного поля планет. // Международная конференция «Обратные и некорректные задачи математической физики», посвященная 80-летию со дня рождения академика М.М.Лаврентьева. Новосибирск, 2012.
6. Кочнев В.А. Кинематико-гравитационная модель генерации магнитного поля Земли и планет и ее следствия. // Семинар «Геодинамика. Геомеханика и геофизика – 2012». Новосибирск, 2012.
7. Kochnev V. Empirical kinematic-gravitational model of generation of magnetic fields of planets // VI-th International Conference - Solitons, collapses and turbulence: Achievements, Developments and Perspectives. Новосибирск, 2012. С. 90.
8. Zidarov D.P., Petrova T.D. Representation of the Earth's magnetic field as a field of a circular current loop. // Gerlands Beitrage zur Geophysik. 1978. Т. 87. С. 469–475.
9. Поступаев В.В. Понятие плазмы. <http://www.inp.nsk.su/chairs/plasma/sk/fpl.ru.shtml>.
10. Кухлинг Х. Справочник по физике. М.: Мир, 1982.

УДК 550.834

ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ В УСЛОВИЯХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ОПЫТ
ИХ РЕШЕНИЯ

В.А. Кочнев, И.В. Гоз, В.С. Поляков

kochnev@icm.krasn.ru

Институт вычислительного моделирования СО РАН

Введение

В работах 2008-2012 гг. [1–6] изучались объекты, в которых аномалии гравитационного поля обусловлены как неоднородностями ВЧР, так и глубинными. В данной работе рассматривается пример, в котором гравитационное поле изменяется в значительных пределах, но является плавным. Для сравнения на рис.1 приведены кривые аномалий на разных объектах: на участке регионального профиля Алтай — Северная Земля, захватывающего Тунгусскую синеклизу [1,2] и по характерным профилям Тэтэрского [6], Наканновского [7] и Чаяндинского лицензионных участков. По виду кривых опытный геофизик отметит, что аномальные кривые 2 и 4 в основном обусловлены глубинными объектами, а аномалии 1 и 3 – объектами ВЧР. Отметим, что для Восточной Сибири зона неоднородной ВЧР достигает 1.5 км.

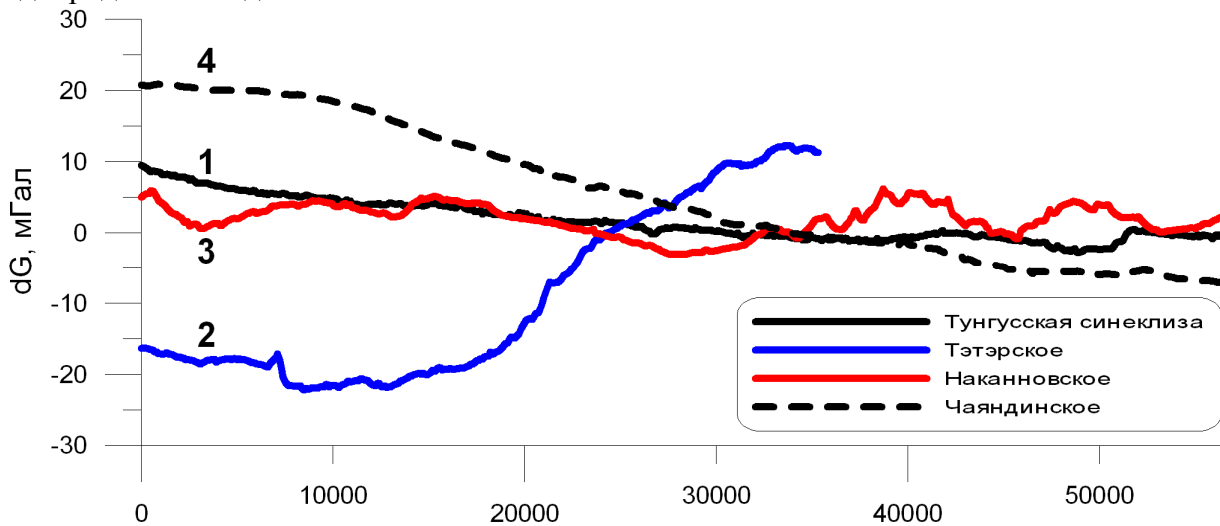


Рис.1 Кривые аномалий dg на разных типах объектов

Для оценки степени гладкости можно предложить разные алгоритмы. Например, среднеквадратическое отклонение градиента аномального гравитационного поля:

$$G^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (f_i - f_{cp})^2$$

где $f_i = \frac{\Delta g_{i+1} - \Delta g_i}{dx}$ (градиент поля в i -той точке), Δg_i — аномалия гравитационного поля в i -той точке, dx — расстояние между точками. Для кривых, приведенных на рисунке, G составляет: 1 — 3.0 мГал/км, 2 — 2.45 мГал/км, 3 — 2.51 мГал/км, 4 — 0.78 мГал/км.

Плавное изменение гравитационного поля в последнем случае свидетельствует о сравнительно однородной ВЧР. Если в ранее исследуемых объектах среднеквадратическое отклонение градиента аномального гравитационного поля вдоль профиля составляло около 2.5 мГал/км, то на последнем изучаемом объекте оно составляет лишь 0.89 мГал/км. Качество сейсмических данных на последнем объекте значительно выше, чем на предыдущих объектах. Это позволяет получить множество разных разрезов. Использование гравиметрических данных позволяет сузить это множество. Перейдем к краткому описанию результатов применения процедур в ранее разработанной технологии [4,5].

Редуцирование, расчет скоростей и поправок на объекте с гладкой кривой dg

Исходная аномалия dg по профилю меняется от -7 до 20 мГал. Приняв слой большой мощности (в данном случае подошва слоя принята на отметке -10000 м), решаем обратную задачу, определяя плотности в заданном слое. Они меняются от 2.64 до 2.73 г/см³

Модель состоит из блоков толщиной 100 м (соответствует шагу наблюдения dg) вдоль профиля и уходящих в бесконечность в перпендикулярном профилю направлении. Высота блоков 10 км + рельеф. Число блоков в данном случае равно 565. Для решения задач использовался пакет ADG-3D [7]. По полученной модели решаем прямую задачу. В результате получим модельную кривую dg, которая практически точно совпала с исходной.

Далее рассчитаем поле на некоторой заданной отметке над поверхностью рельефа (была выбрана отметка 1 км) и найдем разность между исходной и модельной кривой. По полученной разностной (редуцированной) кривой (рис.2) рассчитана плотностная модель для слоя, подошва которого находится на отметке -200 м. Плотности переводятся в скорости с использованием линейной зависимости между плотностью и скоростью:

$$V_{ik} = V_k + b_k(\rho_i - f)$$

где f — фоновая плотность, ρ_i — плотность в i -том блоке, V_k, b_k — параметры перехода от плотностей к скоростям, задаваемые отдельно для k -того слоя модели. По скорости в каждом слое рассчитывается время пробега от кровли до подошвы i -го блока

$$t_{0ik} = \frac{h_{ik}}{V_{ik}}$$

где h_{ik} — расстояние от кровли до подошвы i -го блока в k -ом слое. Статические поправки τ_{ik} рассчитываются как разность

$$\tau_{ik} = t_{0ik} - \frac{\Delta h}{V_k}$$

где Δh — расстояние между отметками линии приведения и подошвы слоя. Таким образом, поправка τ_i является разностью модельного времени в i -том блоке и времени пробега волны от линии приведения к подошве слоя со скоростью V_k . На рис. 3 приведены статика, рассчитанные за рельеф при скорости 3000 м/с (красная), по гравиметрической модели (зеленая) и по модели по первым вступлениям, полученной специалистами ТНГ-групп. Наибольшее отличие статик по гравиметрии и ТНГ в левой части. В результате разрезы в этой части тоже сильно отличаются. В варианте ТНГ погружение в левой части практически отсутствует. В варианте с гравиметрической статикой к началу профиля наблюдается увеличение времен на 100 мс. В варианте статика за рельеф погружение становится еще большим.

Заключение

С использованием технологии были определены плотностные и скоростные модели ВЧР. Использование статических поправок и скоростной модели позволило облегчить процесс получения разрезов. Полученные разрезы согласуются с данными бурения. На опорных профилях (4 профиля, 22 скважины), которые обрабатывались с участием авторов статьи, среднеквадратичное расхождение оценок t_0 по разрезам и по скважинам составило 14.7 мс, а при исключении трех наибольших значений 9.6 мс. Термин «расхождение» используется, так как оценки по скважинам также имеют погрешности, из-за неточных значений скоростей (большая часть скважин не имеет данных ВСП или находится на удалении более 1 км от профиля).

Детальная гравиметрия рекомендуется не только на профилях, но и в площадном варианте при проведении сейсмических наблюдений 3D в районах Восточной, но и Западной Сибири. Важным представляется построение совместных моделей по данным гравиметрии и сейсмическим результатам.

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

Авторы выражают признательность Струнову А.В. (ОАО «Газпромгеологоразведка»), Андрееву Д.С. (ООО «ТНГ-Казаньгеофизика»), Железняк Ф.Ф. (ООО «ТНГ-Групп») за тесное сотрудничество по данному направлению.

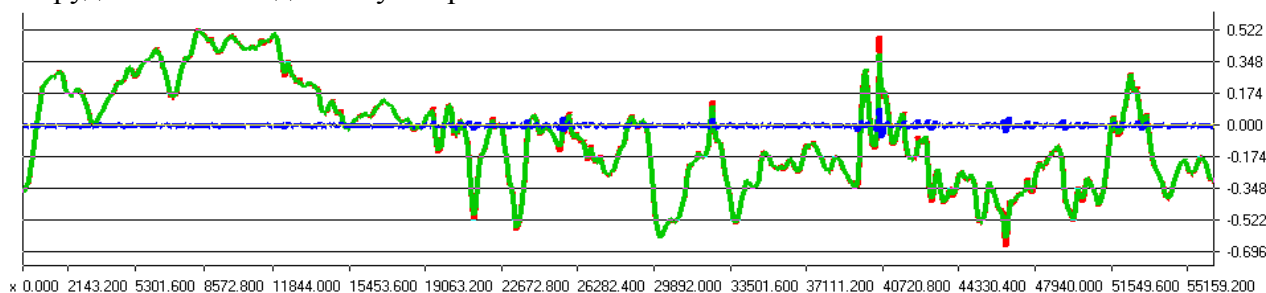


Рис.2 Результат решения обратной задачи по редуцированной кривой.

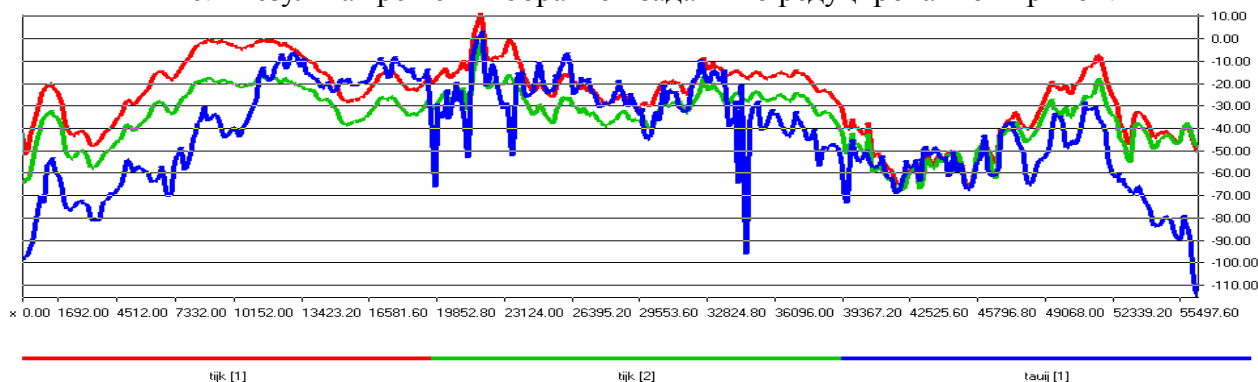


Рис.3 Статики, рассчитанные за рельеф при скорости 3000 м/с (красная), по гравиметрической модели (зеленая) и по модели по первым вступлениям (синяя).

Литература

1. Кочнев В.А., Гоз И.В. Возможности гравиметрии и магнитометрии при интерпретации сейсмических данных. // Геофизика. 2008. № 4. Р. 28–33.
2. Кочнев В.А., Поляков В.С., Гоз И.В., Кульчинский Ю.В. Проблемы точности сейсморазведки в Восточной Сибири. // Научно-практическая конференция «Сейсмические исследования земной коры» (Пузыревские чтения 2009). Новосибирск, 2009.
3. Кочнев В.А., Гоз И.В., Поляков В.С., Червоный Н.П., Дидичин Г.Я. Проблемы обработки и интерпретации сейсмических данных в Восточной Сибири и их решение с использованием гравиметрии. // 38-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Пермь, 2011.
4. Кочнев В.А., Поляков В.С., Гоз И.В. Создание технологии обработки и интерпретации сейсмических данных в Восточной Сибири с использованием данных детальной гравиметрии. // Гольдинские чтения. Конференция, посвященная 75-летию со дня рождения академика РАН С.В. Гольдина. Новосибирск, 2011.
5. Кочнев В.А., Гоз И.В., Поляков В.С. Расчет статических сейсмических поправок и скоростей по редуцированным гравиметрическим данным // Мат. 39-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского. Воронеж, 2012.
6. Кочнев В.А., Гоз И.В., Поляков В.С., Мячев С.Б., Поспеева Н.В., Нифонтов И.В. Опыт применения технологии расчета плотностной и скоростной моделей и статических поправок по гравиметрическим данным при обработке сейсмических данных, полученных в Восточной Сибири. // Геомодель-2012. Геленджик: EAGE, 2012.
7. Кочнев В.А., Васильев Д.В., Сидоров В.Ю. Пакет для решения прямых и обратных трехмерных задач гравиметрии ADG-3D.: Св-во о гос.регистрации 2011611667, выдано 18.02.2011.

УДК 550.834.3(571.1)

ВЫБОР ПЛОТНОСТИ ОТНОСИМОСТИ ДЛЯ СЛОЖНО ПОСТРОЕННЫХ СРЕД В ЗАДАЧАХ ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Ладовский И.В., Бызов Д.Д.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН

Аннотация. Рассмотрен вопрос о выборе фоновой плотности относимости и вычислении нормального поля для плотностной модели плоского слоя сложнопостроенной геологической среды. Предложен способ учета гравитационного эффекта от неоднородного плотностного фрагмента с криволинейными границами. На практических примерах сопоставлены различные схемы приведения абсолютных значений плотности к относительным значениям.

Abstract. Paper describes selection of background density and normal field calculation for flat layer of complex geological structure. Inhomogeneous density fragment with curvilinear boundaries gravity effect calculation technique is presented. Different relative-to-absolute density conversion schemes are compared on practical examples.

Расчет гравитационных аномалий от неоднородных фрагментов плотностной модели и введение соответствующей поправки в наблюденное поле получило название «геологического редуцирования». [1, 2]. Как правило, подобным образом исключаются гравитационные эффекты от осадочного слоя и верхней мантии [3, 4]. При этом предполагается, что плотностные характеристики осадочного слоя сравнительно хорошо изучены, а вариации мантийной плотности на глубине слабо сказываются на градиентах поля на уровне дневной поверхности.

В основе вычисления аномалии гравитационного поля от некоторой области D с плотностью σ_D лежит интеграл Пуассона:

$$\Delta g(\mathbf{r}_M) = -f \cdot \frac{\partial}{\partial z_M} \iiint_D \frac{\sigma_D(\mathbf{r}_P) - \sigma_0(\mathbf{r}_P)}{|\mathbf{r}_M - \mathbf{r}_P|} dV_P \quad (1)$$

Здесь $\mathbf{r}_M, \mathbf{r}_P$ – радиус-вектор точки наблюдения M и текущей точки интегрирования P внутри масс; σ_D – фактическая плотность пород области D , σ_0 – плотность относимости вмещающей среды. Морфология поля Δg в большей степени связана с формой аномалиеобразующей области, а вот амплитуда и градиент расчетной аномалии зависит от величины избыточной плотности $\Delta\sigma = \sigma_D - \sigma_0$

Для исключения гравитационного эффекта области D формула (1) предписывает выполнение очевидного действия: распределение фактической плотности σ_D в пределах области следует поменять на плотность вмещающей среды σ_0 :

$$\sigma_D(\mathbf{r}_P) \Rightarrow \sigma_0(\mathbf{r}_P); P \in D$$

В случае однородной плотности вмещающей среды $\sigma_0(\mathbf{r}_P) = \sigma_0 = const$ подобная замена не представляет технических трудностей. Если же неоднородная геологическая среда моделируется сплошным набором соприкасающихся тел с различной плотностью (что и реализуется в большинстве практических случаев), то задача становится намного сложнее. Плотность σ_D каждого отдельного объекта известна или предполагается таковой; плотность относимости σ_0 (иначе фоновая плотность нормальной модели) требует уточнения.

Интерпретация гравитационных аномалий проводится на относительном уровне: наблюденные и вычисленные аномалии гравитационного поля совпадают с точностью до произвольной постоянной или слабо меняющейся величины. Для модели плоского неоднородного слоя (слоя с горизонтальными верхней и нижней границами) плотность относимости можно приравнять к любой постоянной величине. Это приведет лишь к сдвигу уровня расчетного поля, но не изменит его морфологии. И только в случае, если хотя бы

одна из границ слоя обрамления (кровля или подошва пласта) будет криволинейной, морфология расчетных аномалий изменится принципиально: появится переменная составляющая фонового поля, амплитуда которого пропорциональна скачку плотности на криволинейной границе раздела сред [5].

Практически, диапазон выбора значений плотности относимости весьма ограничен. Это либо нулевая [6, 7], либо средневзвешенная [8], либо максимальная плотность мантийных блоков [1, 3]. В таком случае игнорируется постоянная составляющая расчетного уровня поля и возникает проблема сопоставления разноглубинных сегментов сводной плотностной модели. Нормальная плотностная модель должна обеспечить не только единый уровень поля для всей исследуемой территории, но и отражать структурно тектонические особенности регионального районирования, подчеркивая фактическую вариабельность петрофизических параметров по глубине.

Нами предлагается алгоритм построения плотности относимости региональной модели, зависящей от глубины. [9]. Прообразом подобного одномерного распределения послужила гидростатическая плотность равновесного сфероида Нормальной Земли [10]. По аналогии, одномерную плотность нормальной модели плоского слоя можно условно назвать гидростатической. Вычисленное фоновое поле одномерной модели будет постоянной величиной, а аномальная часть гравитационного поля всегда отнесена к нулевому уровню. Использование условно гидростатического распределения плотности не требует привязки к абсолютным значениям гравитационного поля, но предоставляет возможность корректного сопоставления разномасштабных и разноглубинных плотностных моделей на отдельных участках исследуемой территории.

Для сокращения письма введем следующие определения: исходную плотностную модель неоднородного плоского слоя назовем базовой; ту же модель с однородной плотностью или плотностью, зависящей только от глубины, назовем нормальной моделью плоского слоя; базовую модель с исключенным каким-либо плотностным фрагментом (т.н. «геологическое редуцирование») назовем редуцированной.

В базовой модели при любой плотности относимости суммарный гравитационный эффект от всех неоднородностей будет отличаться только на постоянную величину. Именно так происходит компенсация переменных составляющих фона элементарных аномалий. Константу фонового поля и, соответствующую ей плотность относимости σ_0 , включают в нормальную модель.

В общем случае, согласно формуле (1), для одного или нескольких тел амплитуда и градиент аномалии, равно как и фоновой составляющей расчетного поля, определяется величиной избыточной плотности. Следовательно, в той же степени от нее будет зависеть и остаточное поле редуцированной модели. На рис.1 приведен тестовый пример, имитирующий плотностной разрез глубинного строения земной коры и верхней мантии Уральского региона [4]. Объект «геологического редуцирования» – приповерхностный низкоплотностной чехол (прямоугольная вставка) с плотностью $\sigma_D=2.2$ г/см³, залегающий на кристаллическом фундаменте с плотностью $\sigma_F=2.8$ г/см³. Осложняющим фактором модели служат высокоплотностные мантийные блоки с плотностью $\sigma_M=(3.2-3.4)$ г/см³. На рис. 1б показан идеализированный вариант исключения гравитационного эффекта от приповерхностного включения; на рис 1в – схемы практического применения, пунктиром продублирована кривая 2.

При построении комплексной сейсмогеологической плотностной модели верхней части литосферы различных территорий возникает проблема корректного сопоставления упругих параметров кристаллической (консолидированной) земной коры. При этом возникает проблема вычисления аномалий от отдельных слоев или блоков плотностной модели неоднородной геологической среды.

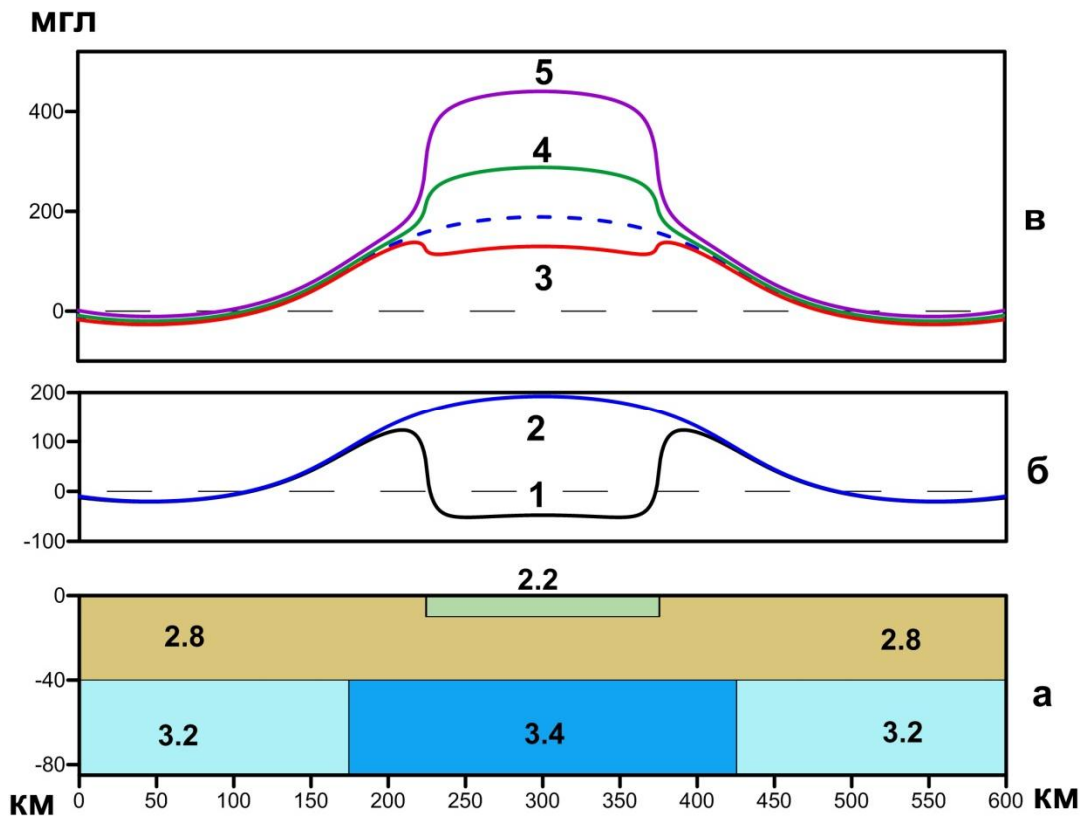


Рис. 1. Схема гравитационного редуцирования приповерхностного низкоплотностного включения: а) модель двумерного плотностного разреза; б) поле исходной модели (1); поле модели без приповерхностного объекта с $\sigma=2.2$ г/см³ при $\sigma_0=2.8$ г/см³ (2); в) гравитационный эффект редуцированной модели относительно зависящей от глубины плотности $\sigma_0(z)$ (3); то же, но относительно средневзвешенной плотности $\sigma_0=3.06$ г/см³ (4); относительно максимальной плотности разреза $\sigma_0=3.4$ г/см³ (5)

По сейсмическим и сейсмологическим данным установлено, что основными элементами строения континентальной коры являются сейсмогеологические этажи (СГЭ), различающиеся по структурно-тектоническим особенностям, физическим параметрам и времени формирования [11]. Этажи разделены регионально выдержанными поверхностями раздела, две из которых – реперные: граница кристаллического фундамента и поверхность Мохо. Каждый из этажей кристаллической коры представлен разломно-блоковой сейсмогеологической моделью, имеющей сложное иерархическое строение. Верхняя мантия также неоднородна.

Для надлежащего учета гравитационного эффекта «геологического редуцирования» мы предлагаем использовать одномерную плотность $\sigma_0(z)$ в качестве фоновой плотности нормальной модели плоского слоя. Ее можно получить, усредняя с некоторым шагом по глубине фактическое распределение плотности исходной модели по слоям горизонтальных срезов. Универсальный алгоритм построения структурных границ с переменной плотностью реализован в варианте бланкирования (исключения) сеточных функций $\sigma(x,y,z)$ вне заданного интервала глубин.

В качестве иллюстрирующего примера вычислены гравитационные аномалии от слоев переменной плотности, моделирующих строение рифей-вендского осадочного чехла и верхней мантии Тимано-Печерской провинции. На рис. 2а показаны соответствующие фрагменты 3D плотностной модели, построенные В.В. Колмогоровой по результатам интерпретации скоростных разрезов. Над плотностными фрагментами построены трехмерные графики (поверхности) расчетных аномалий гравитационного поля, соответствующие трем практическим схемам «геологического редуцирования».

Модель приповерхностного чехла (средняя мощность 2.2 км)

Модель мантии (средняя мощность 40.2 км)

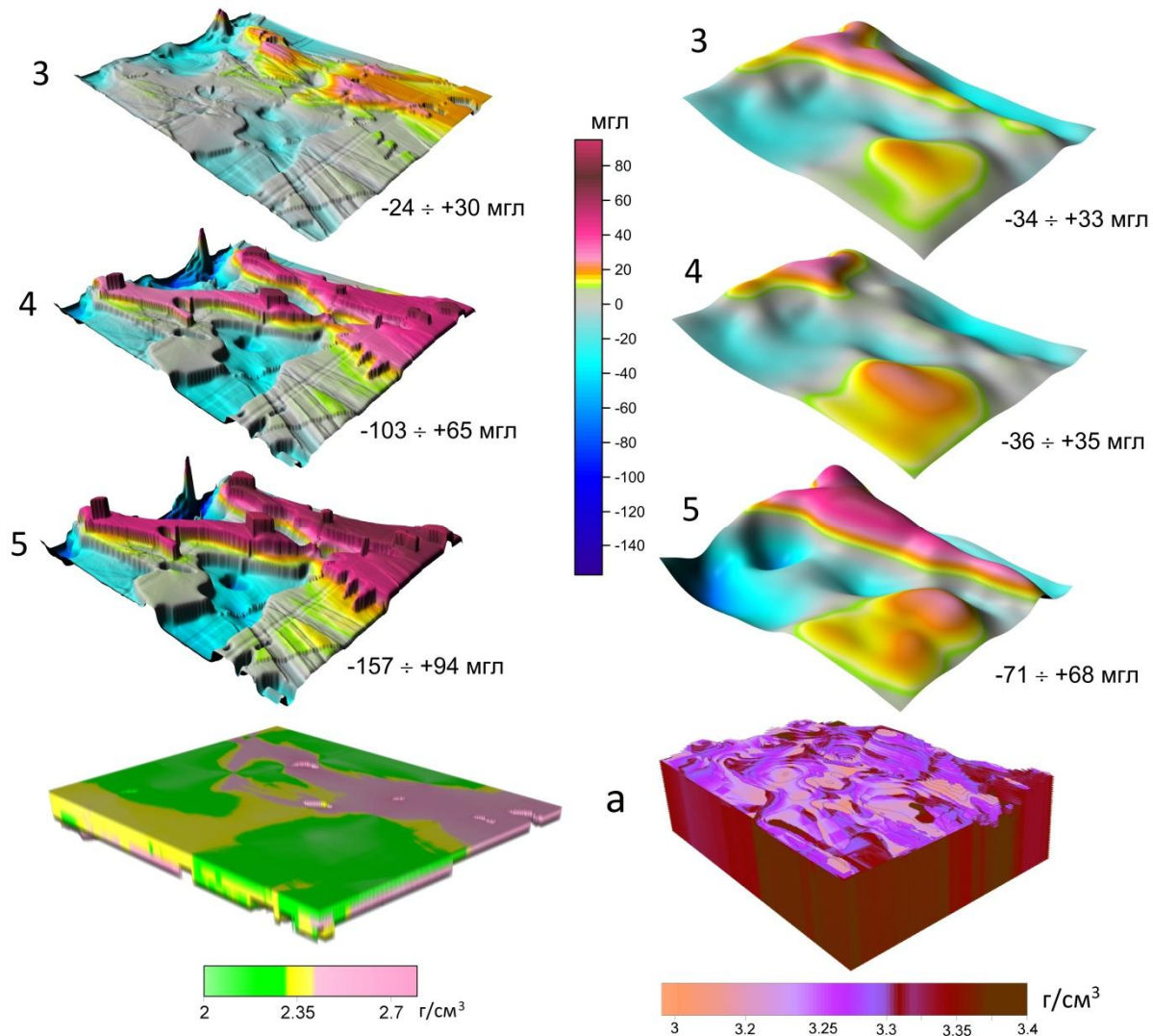


Рис. 2. 3D модели осадочного чехла и верхней мантии (а) и гравитационные эффекты, вычисленные относительно различных плотностей нормальной модели. Цифры соответствуют схемам редуций на рис. 1: плотность относимости $\sigma_0(z)$ (3); средневзвешенная плотности $\sigma_0=3.09 \text{ г/см}^3$ (4); плотность относимости $\sigma_0=3.4 \text{ г/см}^3$ (5)

Как показывают вычисления, по сравнению с «условно-гидростатическим» одномерным распределением, любое постоянное значение плотности относимости приводит к завышению амплитуд исключаемых аномалий. Это хорошо заметно для модели осадочного чехла, чуть в меньшей степени – для мантийных блоков. Эффект «геологического редуцирования» наиболее контрастно проявляется для модели кристаллической земной коры. Ее ограничивающие поверхности криволинейны, а усредненная одномерная плотность меняется в достаточно широких пределах – $\sigma_0(z) = 2.6 \div 3.0 \text{ г/см}^3$. Для такого диапазона значений невозможно подобрать постоянную фоновую плотность, адекватно описывающую модель неоднородного слоя

Таким образом, выбор условно «гидростатической» плотности $\sigma_0(z)$ в качестве фоновой плотности «нормального» поля позволяет не только унифицировать алгоритмы решения

прямых и обратных задач гравиметрии, но и строить физически содержательные примеры строения неоднородной геологической среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита // Геофизический журнал. 2007. Т. 29. № 5. С. 3–27.
2. Надежка Л.И., Ипполитов О.М., Золототрубова Э.И. Некоторые особенности распределения плотности в литосфере Воронежского кристаллического массива // В сб.: Материалы VI научных чтений памяти Ю.П. Булашевича с международным участием. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. С. 265–268.
3. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В., Савченко А.С. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. // Геофизический журнал. 2010, том 32, №6. С. 175-214.
4. Мартышко П.С., Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Фёдорова Н.В., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г. Методика и результаты создания объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы северного и среднего сегментов Уральского региона // В кн.: Динамика физических полей Земли. М: ИФЗ РАН, 2011. С. 9–30.
5. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Физика Земли. 2010. № 11. С. 23–35.
6. Страхов В.Н., Романюк Т.В. Восстановление плотностей земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии // Физика Земли. 1984. № 6. С. 44–63.
7. Романюк Т.В. Сейсмоплотностное моделирование коры и верхней части мантии вдоль геотраверса «КВАРЦ» // Физика Земли. 1995. № 9. С. 11–23.
8. Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Брехунцов А.М., Нестеров И.И. (мл.), Плесовских И.А. Карта доюрских вещественных комплексов с-з части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 104–112.
9. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Осипов В.Ю., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Методика и новые сеточные алгоритмы построения 3d плотностных моделей // Геофизика. 2013. №1. С. 41-47.
10. Картвелишвили К.М. Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М.: Наука, 1982. 95 с.
11. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.И. Использование результатов геофизических исследований на региональных профилях для глубинного геокартирования. // Разведка и охрана недр №2, 2000. С. 2-6.

УДК 550.831

РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ВО ВРЕМЯ СИЛЬНЫХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Е.В. Лисунов, Е.М. Титов

lisunov.evgeniy@gmail.com

Геофизическая служба РАН, г. Владивосток, Россия

In article results gravity supervision during the periods of strong earthquakes are resulted. The result of experiment on registration of earthquakes gravity meter, being in the suspended condition, for the purpose of reduction of influence of elastic fluctuations is described.

С целью проверки эффективности регистрации землетрясений высокоточными гравиметрами и дальнейшего использования полученной информации для изучения землетрясений сотрудниками «Совместной вузовско-академической лаборатории ГИС» кафедры Приборостроения Дальневосточного федерального университета (ДВФУ) и ГС РАН, были проведены специальные наблюдения на Дальнем Востоке – одном из наиболее сейсмоактивных регионов РФ [1, 2].

Аппаратура и оборудование

Для измерения сигналов, наблюдаемых при сейсмических событиях, применялись следующие приборы: гравиметр gPhone, компании Micro-g LaCoste с металлическим пружинным датчиком, который обладает большим динамическим диапазоном, позволяющим избежать насыщения сигналами высокой амплитуды, возникающими во время землетрясения, и при этом имеющим достаточную чувствительность для регистрации постоянного фонового сейсмического шума и приливных движений Земли.

Методика выполнения измерений

Наблюдения проводились с 22 июня по 31 декабря 2012 г., запись гравиметром производилась совместно с регистрацией сейсмических волн, прибором СМГ-3ТВ. За время наблюдения было зарегистрировано 105 землетрясений, из них 15 – материковых, 90 – подводных. Магнитуда землетрясений составляла от 4.7 до 7.9, глубина очагов – от 10 до 580 км, расстояния от места регистрации составляли от 3.56 до 139.25°.

Обработка гравиметрических записей велась с применением программного обеспечения «TSOFT». Программа позволяет записывать формы сигнала, как показано на рисунках, где по горизонтальной шкале откладывается интервал времени, временной масштаб выбирается по желанию исследователя, часы, минуты, секунды, выделенного для обработки участка записи сигнала. По вертикальной шкале показывается ускорение силы тяжести, размерностью мкГал. Программа позволяет фильтровать сигнал, проводить спектральный анализ сигнала.

В данной статье приведены результаты экспериментов по регистрации сейсмических сигналов с гравиметра, от трех землетрясений (рис. 1–3).

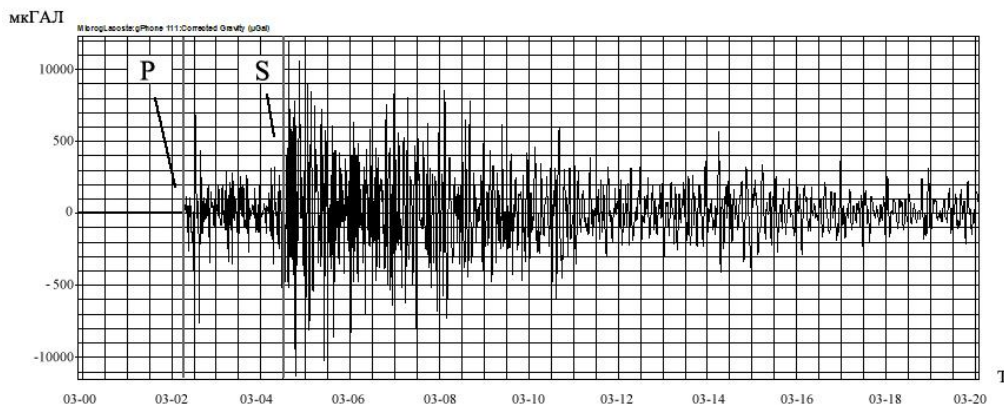


Рис. 1. Запись землетрясения 14.08.2012 г. в 02:59:37, $\varphi=49.82^\circ\text{N}$, $\lambda=145.26^\circ\text{E}$, $h=580$ км, $M=7.4$, Охотское море (по данным ССД)

На записи гравиметра, различимы фазы вступления Р-волны и S-волны, форма самого сигнала похожа на сейсмограмму. В результате наблюдений за сейсмическими событиями с помощью гравиметров были зарегистрированы сильные землетрясения.

На графиках представлен сигнал с гравиметра (по вертикальной шкале, микрогаллы).

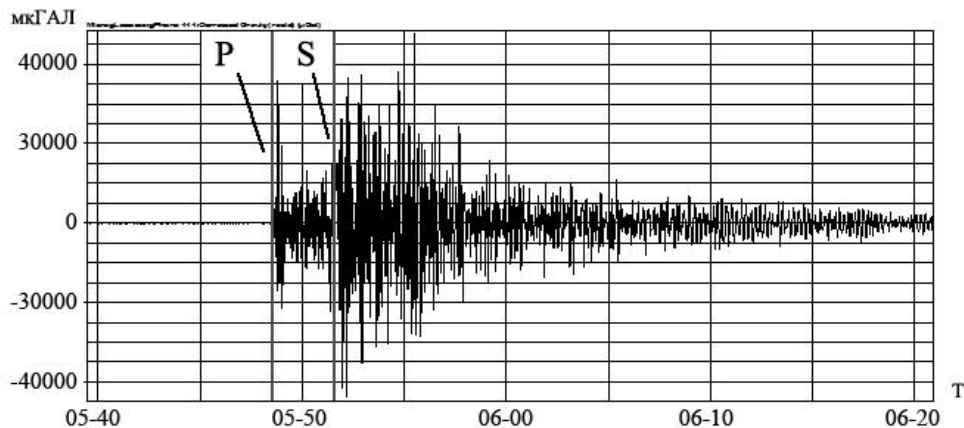


Рис. 2. Запись землетрясения 24.05.2013 г. в 05:44:47, $\varphi=54.89^{\circ}\text{N}$, $\lambda=153.34^{\circ}\text{E}$, $h=600$ км, $M=7.7$, Охотское море (по данным ССД)

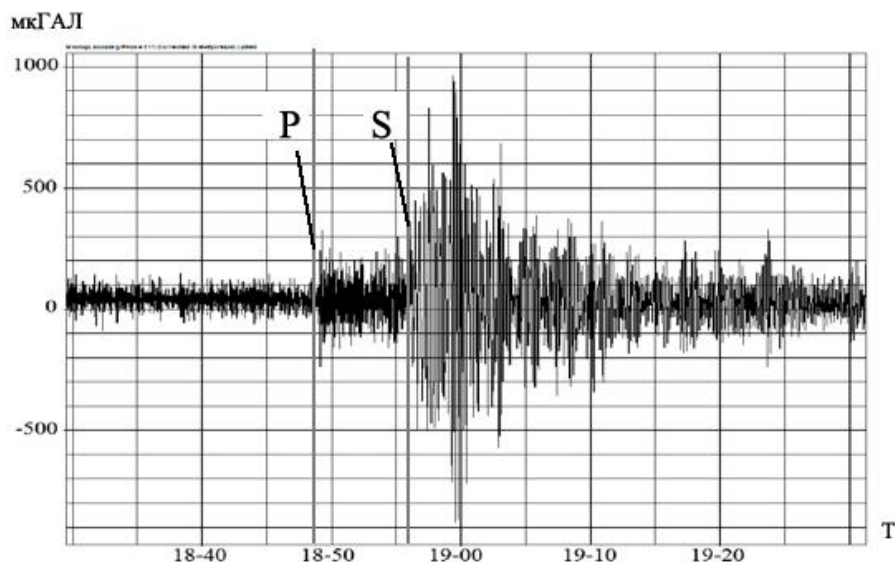


Рис. 3. Запись землетрясения 19.05.2013 г. в 18:44:09, $\varphi=52.1^{\circ}\text{N}$, $\lambda=160.35^{\circ}\text{E}$, $h=33$ км, $M=6.3$, у восточного побережья Камчатки (по данным ССД)

На рис. 1–3 видно, как меняются амплитуды сигналов с гравиметра. Уровни амплитуд варьируются от 1000 до 40000 мкГал (рис. 2) - такое значение вызвано тем, что, несмотря на большую глубину (600 км), магнитуда землетрясения 24.05.2013 г. была самой большой из представленных ($M=7.7$).

Далее был проведен эксперимент по регистрации гравитационного сигнала с использованием гравиметра CG5. Для того чтобы снизить влияние упругих волн на гравиметр, он находился в подвешенном состоянии на резиновом шнуре. Длина подвеса составляла 1.5 м. Второй гравиметр (gPhone) стоял на жестком постаменте. Для сравнения результатов и исследования влияния упругих колебаний на показания гравиметра проводилась одновременная запись этими двумя приборами с одинаковыми заданными параметрами.

На рис. 4 представлен график значения силы тяжести (а) и значение среднеквадратичного отклонения (б). Сравнивая записи сигналов на рис. 3 и 4, видно, что первый гравиметр, находящийся на жестком постаменте, четко записал вступления Р- и S-волн, в то время как гравиметр на подвесе записал лишь S-волну. Однако, глядя на значения

среднеквадратичного отклонения, видно, что он также уверенно зарегистрировал вступление Р-волны. Таким образом, видно, что гравиметр на подвесе также зарегистрировал вступление Р- и S-волн.

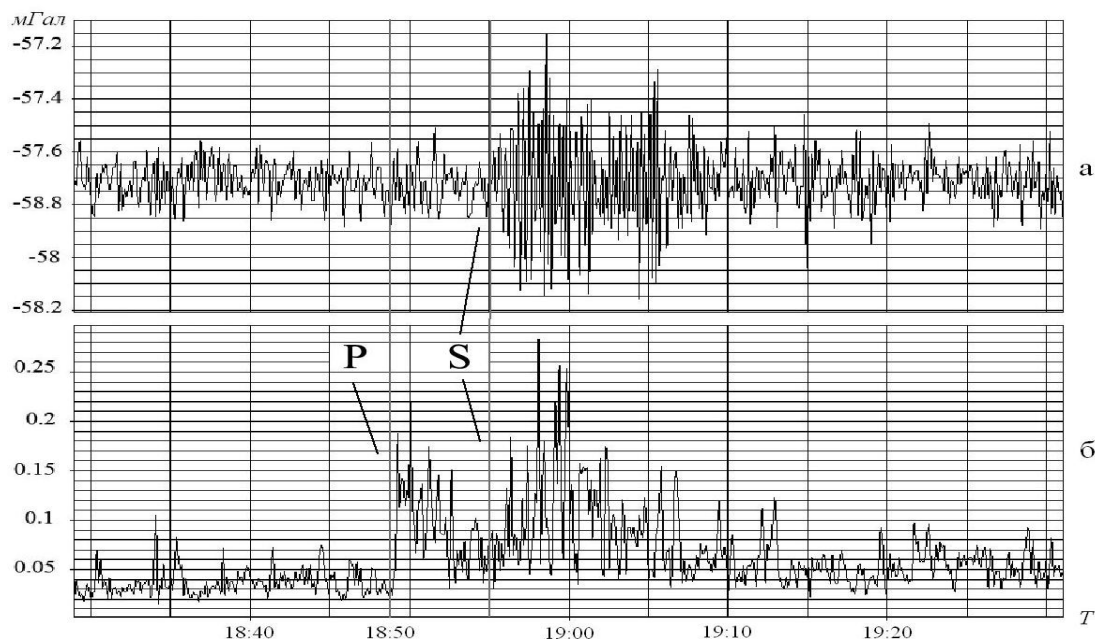


Рис. 4. Запись землетрясения 19.05.2013 г. в 18:44:09, $\varphi=52.1^{\circ}\text{N}$, $\lambda=160.35^{\circ}\text{E}$, $h=33$ км, $M=6.3$, у восточного побережья Камчатки (гравиметр CG5): а – график значения силы тяжести; б – значение среднеквадратичного отклонения

В результате проведенных исследований основные выводы сводятся к тому, что:

- несмотря на подвес, происходит регистрация землетрясения. По-видимому, это вызвано изменением плотности гравитационного поля, в результате ускоренного движения масс земли при сильном землетрясении;
- регистрация землетрясений высокоточными гравиметрами дает дополнительную информацию для исследования сейсмических сигналов [2], изучению планетарного строения Земли [3, 4].

В последнее время все чаще результаты гравиметрических измерений привлекаются для изучения такого явления, как землетрясение [5, 6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горожанцев С.В., Наумов С.Б. Особенности высокоточных гравиметрических измерений в периоды сильных землетрясений // Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Материалы конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Александра Кирилловича Маловичко. – Обнинск–Пермь, 2012. – С. 111–115.
2. Антонов Ю.В., Слюсарев С.В. Неприливные вариации вертикального градиента силы тяжести и возможная связь их с землетрясениями // Известия вузов. Геология и разведка. – 1992. – № 5. – С. 105–110.
3. Маловичко А.К., Костицын В.И. Гравиразведка: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1992. – 357 с.: ил.
4. Михайлов И.Н. Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений // Геофизика. – 2006. – № 5. – С. 64–69.
5. Zhu Yi, Zhan F.B., Zhou J., Liang W., Xu Yu. Gravity measurements and their variations before the 2008 Wenchuan earthquake // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2010. – V. 100, N 5B. – P. 2815–2824.
6. Nind C., Niebauer T., MacQueen J., Westrum D., Klopping F., Aliod D., Mann E. New developments in gravity applications and instruments // ASEG 19th Geophysical Conference. Extended abstracts. – 2007.

УДК 530.1 (075.8)

ВЗАИМОСВЯЗЬ ФРАКТАЛЬНЫХ СТРУКТУР СЕЙСМИЧНОСТИ С ДРУГИМИ ПРИРОДНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

И.Н. Литовченко

irgal05@rambler.ru

Институт сейсмологии, г. Алматы, Республика Казахстан

The article consider cardinal principles and models of the interaction of all natural processes, but in the same way intercoupling fractal structures seismicity with other natural process are brought

В данной работе приведены основные принципы и модели взаимодействия всех природных процессов, описанных в литературе и источниках Интернет [1-9]. Как известно, землетрясения играют важную роль при формировании фрактальных структур. Статистика показывает, что 40% землетрясений приурочено к берегам Тихого океана, от Магелланова пролива через Алеутские острова до Новой Зеландии, которые отличаются и обилием вулканов. Здесь находятся горные цепи, окаймляющие материки, и в ближайшем соседстве с ними — самые глубокие впадины на дне океанов, вытянутые вдоль берегов, т.е. наиболее резкие переломы рельефа (рис. 1).

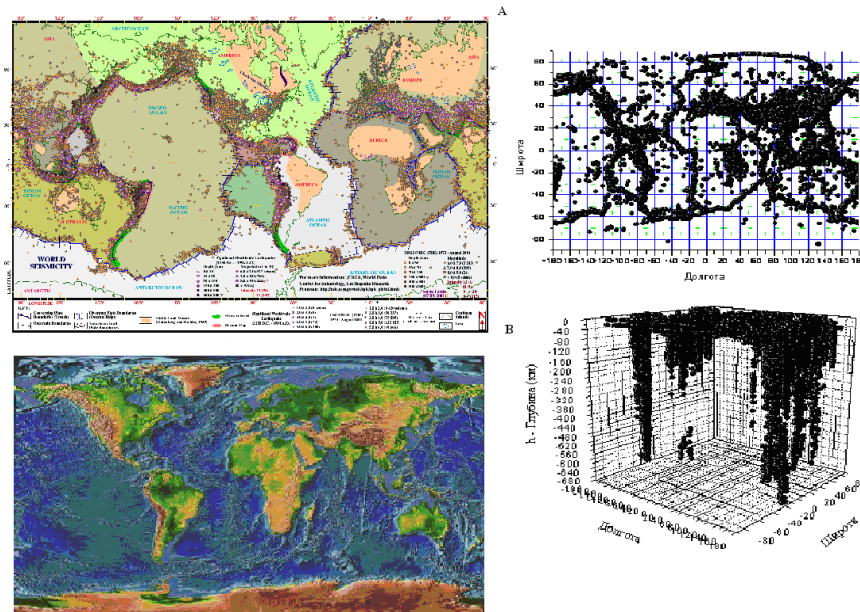


Рисунок 1 – Карта Земли с геологическими очертаниями континентов и океанов, и мировая сейсмичность (поверхностная (А) и глубинная (В))

Около 50% землетрясений приходится на так называемый «пояс разлома» Земли, который тянется от Мексики в Западном полушарии через Атлантический океан по Средиземному морю до

Каспия и Индии и отличается молодыми складчатыми горами и крупными опусканиями — провалами, а также действующими вулканами. Только 10% землетрясений падает на остальные главные массы материков, причем среди них нужно выделить как наиболее подверженные: 1) пояс разломов вдоль африканских озер, Красного и Мертвого морей; 2) горные цепи Тянь-Шаня и Памира и 3) южную часть озера Байкал с резкие переломы рельефа (рис. 1).прилегающей местностью [1-9]. В результате проведенных исследований возник вопрос взаимосвязи всех процессов. Соотносятся ли как-то землетрясения с другими явлениями природы? Статистика показала, что землетрясения случаются: 1) чаще осенью и зимой, чем весной и летом (соотношение 4:3); 2) чаще во время новолуния и полнолуния; 3) чаще в перигее, т.е. во время нахождения Луны на наименьшем расстоянии от Земли; 4) удары бывают чаще и сильнее во время нахождения Луны на меридиане данного места. С ветрами, осадками и переменаами атмосферного давления также замечаются известные соотношения (рис. 2). Так, сильные ветры сами вызывают микросейсмические колебания. Землетрясения наблюдаются несколько чаще после периода сильных осадков. Наиболее ясна связь с резкими переменаами давления воздуха, и это понятно: падение атмосферного давления на 1 мм соответствует уменьшению давления на 1 км² на 13,6 миллиона килограмм. Резкое падение или увеличение давления воздуха может вызвать разрежение напряжения в

складках или разломах в форме смещения толщ, которое, в свою очередь, вызовет сотрясение. Такое же влияние может иметь усиление нагрузки на земную кору вследствие большого количества осадков зимой и осенью, давления ветра и усиления морских приливов в зависимости от положения Луны [1-9]. Получен гипотетический аттрактор сейсмоактивности. На рисунке 2 приводится схема предполагаемого взаимодействия (слева) [4-6] сложных природных процессов, описанных в данной работе и гипотетический аттрактор, предложенный авторами (справа), отображающий фазовый портрет взаимодействия. В такой модели подземные толчки можно связывать со скатыванием отдельных песчинок (рис. 1 (В)). Точно так же, как песчинки, взаимодействуя с соседними частицами, вызывают большие лавины (эффект домино), отдельный сейсмический толчок может спровоцировать толчки в соседних зонах, накопивших достаточно энергии. Эта цепная реакция и создает мощное разрушительное землетрясение в одном или нескольких узлах данного тектонического перколяционного кластера. Поэтому катастрофические явления типа разрушительных землетрясений, реальных оползней или лавин нельзя объяснить и предсказать, исходя из характеристик фиксированного ландшафта, искусственно разъединяя различные проявления одного динамического процесса. Это также касается сейсмических явлений: землетрясения — это не только события, происходящие в существующей структуре разломов, они сами эти разломы и формируют. Или, другими словами, землетрясения и существующая структура разломов — это различные проявления скрытого СОК - процесса. Все это позволяет утверждать о взаимосвязи фрактальности, странных аттракторов, самоорганизованной критичности и ячеек Бенара с природными динамическими структурами [2-6].

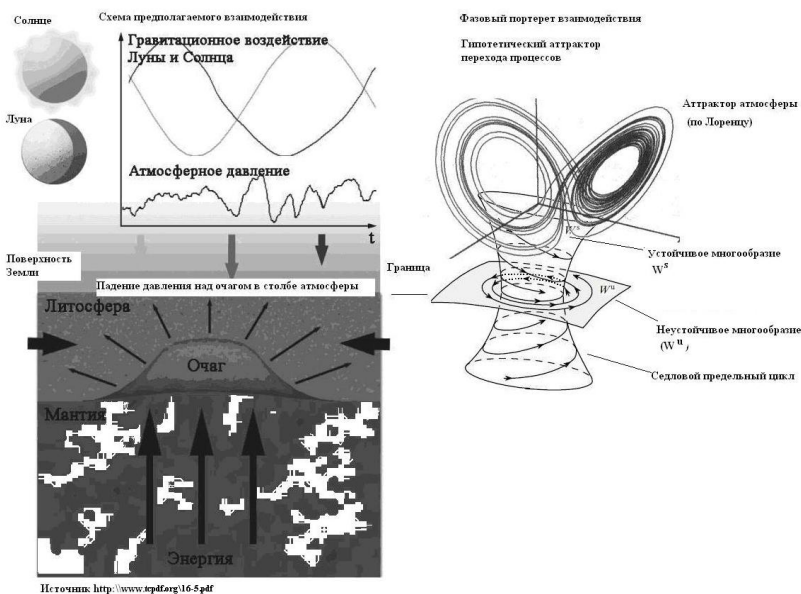


Рисунок 2 – Схема взаимодействия сложных природных процессов [4,5,6] и гипотетический аттрактор такого взаимодействия

Совокупность этих фактов делает перспективным рассмотрение земной коры как единой СОК-системы, критичность которой проявляется в ее фрактальной структуре и в динамике, протекающих в ней процессов. Стоит ещё раз отметить на парадоксальное свойство СОК-

систем: сильный отклик на слабые и редкие воздействия и малозаметный отклик на сильные и частые воздействия. Поэтому в рамках этой теории лучше объясняется влияние космических факторов на земные процессы, в частности, фазы Луны на мелкофокусные землетрясения [1-5]. Признание самоорганизации тектоносферы (тектоносфера - главная внешняя область проявления тектонических и магматических процессов Земли, охватывающая земную кору и часть верхней мантии (включая астеносферу) до глубин около 700 км). В целом Земля является самоорганизующейся системой, геосферы которой образовались за счет диссипативных процессов [1]. Это требует принципиально нового подхода к построению тектонической концепций, которые обязаны учитывать наличие дальнего порядка в строении литосферных блоков в широчайшем масштабном диапазоне: от литосферы в целом до отдельных минеральных зерен и даже атомных кластеров. Образование любой макроформы (структуры) является следствием «кооперативного взаимодействия микрочастей, вплоть до молекул», т.е. присутствует согласованность

взаимодействия частей при образовании структуры как единого целого. Такая особенность структурной организации предусматривает полный отказ от идеи автономного (несогласованного) перемещения тектонических макроблоков относительно друг друга как физически некорректной. Устойчивость тектоносферного структурного макроузора при непрерывно активной динамике на нижележащих иерархически соподчиненных уровнях - это и составляет главный физический смысл геологической самоорганизации – постоянного усложнения, упорядочения, дифференциации в структурах тектоносферы. В точках бифуркации Природа как бы раскрывает свои потенциальные возможности, а неизбежно присутствующая случайность выбирает тот единственный канал, по которому дальше и будет развиваться система. Бифуркационный механизм играет важнейшую роль в общей эволюционной схеме. По существу, именно он является источником роста разнообразия различных форм организации материи, а, следовательно, и непрерывно возрастающей сложности её организации. По мнению известного ученого Хаина не только спокойная постепенная эволюция, но и неизбежные катастрофы с их качественно новыми непредсказуемыми последствиями – вот каков облик нашего изменяющегося Мира. Катастрофы и плавное развитие порождаются одними и теми же системами.

Показано, что самые разные природные, в частности, атмосферы, сейсмические, геологические процессы (осадкообразование, формирование ландшафта, сейсмическая и вулканическая активность), системы на разных временных и пространственных масштабах проявляют динамику, свойственную системам в состоянии самоорганизованной критичности. Природные структуры являются неравновесными. Изменения внешних ограничений проявляются в усилении катаклизмов (изменение климата, катастрофические землетрясения, «сходами лавин» и др.). При этом горизонт прогноза резко сокращается. Есть основания полагать, что умение быстро искать «русла» (аттракторы, фрактальные структуры и пр.), позволит улучшить прогноз для этих случаев.

Предложенный подход к рассмотрению природных явлений носит универсальный характер. Такой подход позволяет не только выделить аттракторы, ячейки Бенара в активной среде, но и объяснить их природу на основе теорий фрактального анализа и синергетики. Выполненные исследования показали перспективность использования фрактального подхода в сейсмологии. В целом, полученные результаты можно применять для прогноза землетрясений и объяснения физических явлений в очагах сильных землетрясений Земли и др.

Литература

1. Курскеев А.К., Абаканов Т.Д. Ритмы и энергетика современных геодинамических и сейсмических процессов – Алматы: «Эверо», 2007. – 64с.
2. Литовченко И.Н. О некоторых фрактальных свойствах сейсмичности в свете проблем эволюции открытых систем//Журнал проблем эволюции открытых систем, Вып.8, Т.2, 2006, с.56-60.
3. Сомсиков В.М Проблемы построения неравновесной модели атмосферы, как открытой системы// ПЭОС, В.11, Т.2, 2009, С. 50-63.
4. Литовченко И.Н., Сомсиков В.М. О конвективных ячейках Бенара в фрактальных структурах сейсмичности, // ПЭОС, В.12, Т.2, 2010, С. 50-63.
5. Лоскутов А.Ю. Очарование хаоса//УФН.-Т. 180.-№ 12.-С.1305-1329/ DOI: 10.3367/UFN.0180.201012с.1305.
6. Сибгатулин В.Г., Хлебоброс Р.Г., Перетокин С.А, Кабанов А.А Синергия процессов в сейсмических очагах и краткосрочный прогноз землетрясений/16.5.pdf-20с.//<http://www.tcpdf.org>
8. Шредер М. Фракталы, хаос и степенные законы.Ижевск:НИЦ «Регулярная и хаотическая механика», 2001.-528 с.
9. Литовченко И.Н., Сомсиков В.М. О взаимосвязи конвективных и фрактальных процессов, происходящих в динамической (сейсмической) среде//(Электронный ресурс).-Техно-Сообщество России // <http://www.techno.ru>

553.98(571.1)

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ НИЖНЕЮРСКОГО РЕЗЕРВУАРА НЮРОЛЬСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ (ПО ГЕОТЕМПЕРАТУРНОМУ КРИТЕРИЮ)

Г.А. Лобова

lobovaga@tpu.ru

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Россия

The paleotemperature modeling, mapping of the centers of intensive generation Togur' oil, the analysis of distribution of relative density of resources primary accumulated oil in the Lower Jurassic of the reservoir, division into districts of the reservoir on prospects degree are carried out.

Введение

Разрабатываемые залежи на территории исследований (рис. 1 [1]), в основном, принадлежат верхнеюрскому нефтегазоносному комплексу (НГК). Объектом настоящих прогнозных исследований являются глубокопогруженная нижнеюрская толща (пласты Ю₁₆ и Ю₁₅) – нижнеюрский резервуар, в связи с его нефтегазоносностью.

Для *средне-, нижнеюрских и палеозойских* резервуаров основной генерирующей толщей является *тогурская свита (J_{1t1})* с рассеянным органическим веществом гумусового и смешанного типов. Её распространение в Нюрольской мегавпадине ограничивается пониженными формами рельефа, выклиниванием заливообразно к окаймляющим положительным структурам и выступам кристаллического фундамента (рис. 1 [1]). Достаточно высокое содержание Сор_г (до 10%) и катагенетическая преобразованность РОВ на уровне градаций МК₁¹-МК₁² определяют её региональный генерационный потенциал [2].

Нижнеюрский НГК объединяет пласты Ю₁₇₋₁₆ урманской (*J_{1h-p}*) и Ю₁₅ салатской (*J_{1t2-J_{2a1}}*) свит. В случае редуцирования отложений базального горизонта Ю₁₇, непосредственно с фундаментом контактируют вышележащие толщи верхнеурманской подсвиты - пласт Ю₁₆ (рис. 1, А). При выклинивания урманских отложений полностью, к породам фундамента примыкают образования салатской свиты, песчаные разности которой объединены в пласт Ю₁₅ (рис. 1, Б).

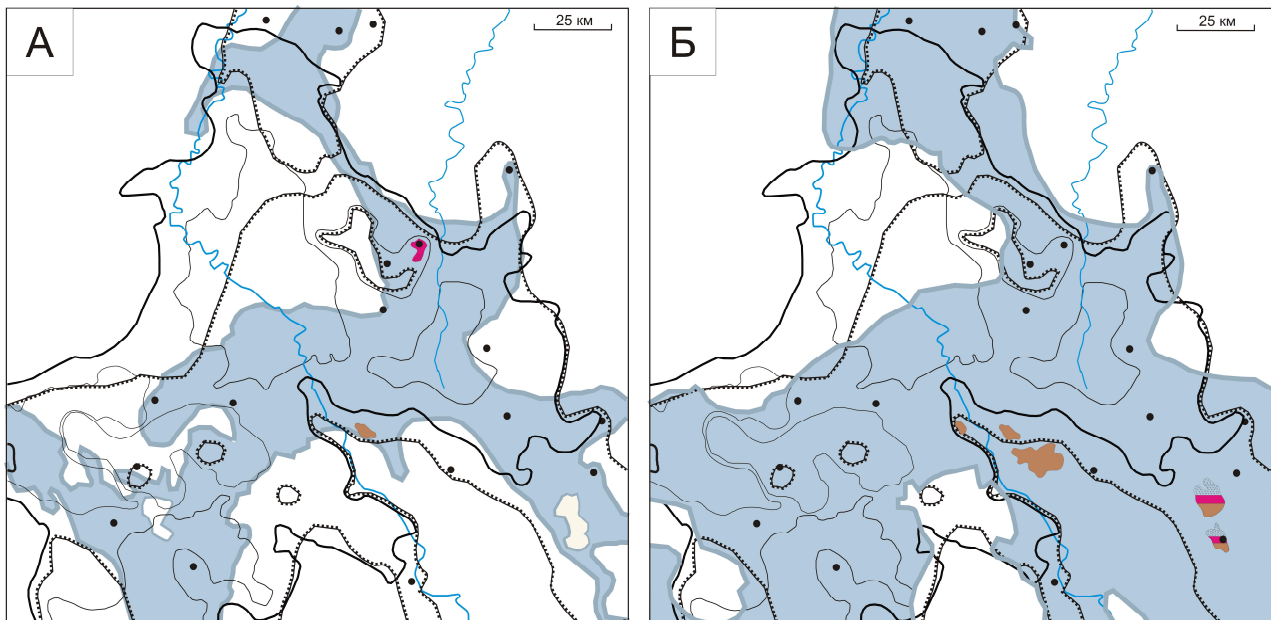


Рис. 1 Схематические карты распространения (контур и заливка) пластов Ю₁₆ (А) и Ю₁₅ (Б) нижнеюрского НГК Нюрольской мегавпадины (на основе [3]). Показаны месторождения с залежами в пластах Ю₁₆ и Ю₁₅. Остальные условные обозначения те же, что на рис.1 [1]

О методике исследований

Восстановление термической истории отложений тогурской свиты (рис. 2, А, Б, В) выполнено с использованием технологии палеотемпературного моделирования [4].

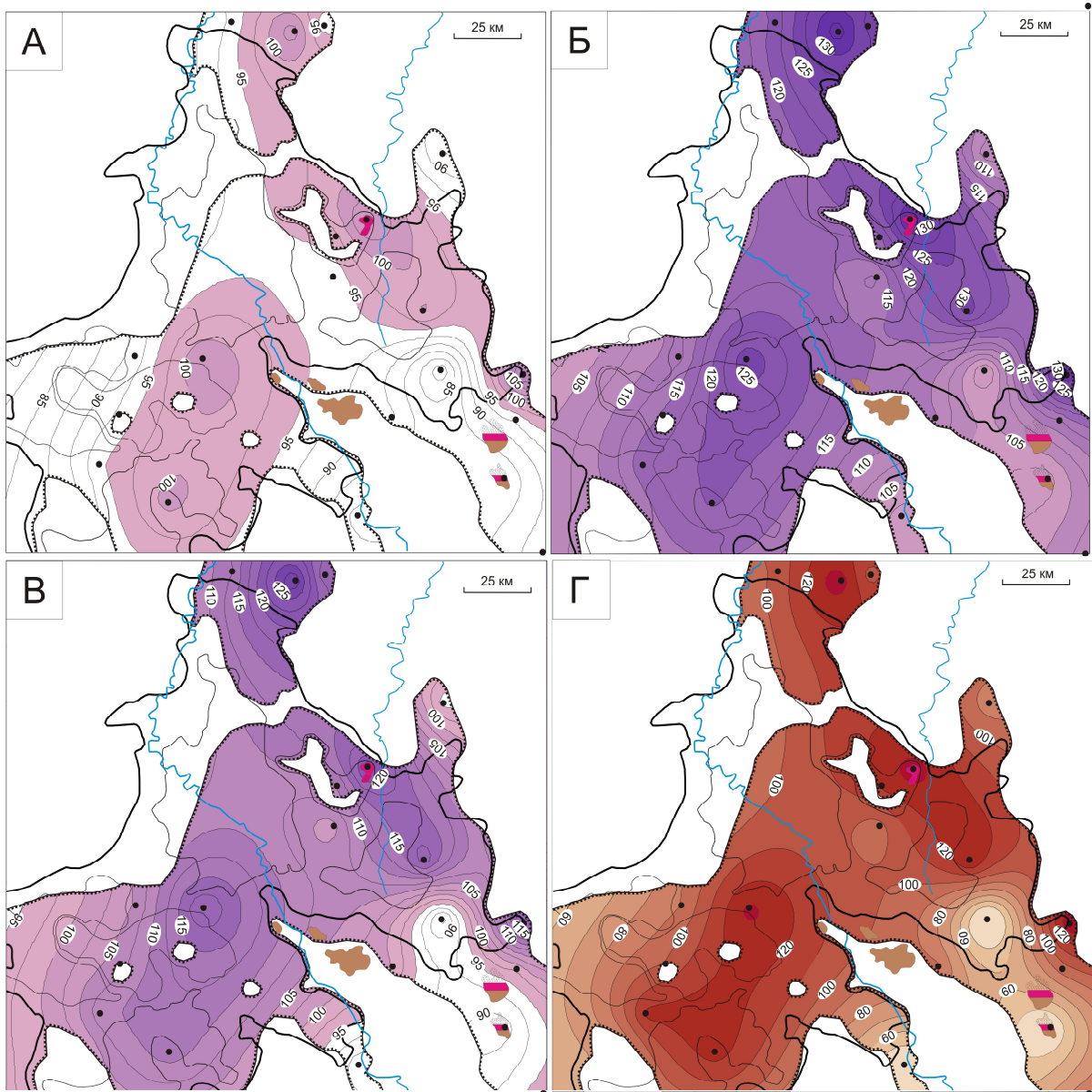


Рис. 2. Схематические карты распределения расчетных геотемператур (°С), положения очагов интенсивной генерации тогурских нефтей 91,6 млн л назад (А), 37,6 млн л назад – время максимального прогрева (Б), в современном разрезе (В) и распределения значений относительной плотности ресурсов (усл. ед.) генерированных тогурских нефтей (Г) Нюрольской мегавпадины. Показаны месторождения с залежами в нижнеюрском НГК. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1 [1]

Для оценки относительной плотности ресурсов генерированных нефтей использован условный интегральный показатель, определяемый по формуле: $УИП = \sum(T_i \times t_i \times 10^{-2})$, где T_i – температура очага генерации нефти на i -ый ключевой момент геологического времени, °С; t_i – время действия очага, млн. лет; количество временных интервалов $i=1, \dots, 20$.

Путем интерполяции значений УИП построена схематическая карта распределения относительной плотности ресурсов генерированных тогурских нефтей (рис. 2, Г). Схемы районирования пластов Ю₁₆ и Ю₁₅ по относительной плотности ресурсов первично-

аккумулятивных тогурских нефтей построены с учетом площадного распространения пластов (рис. 3).

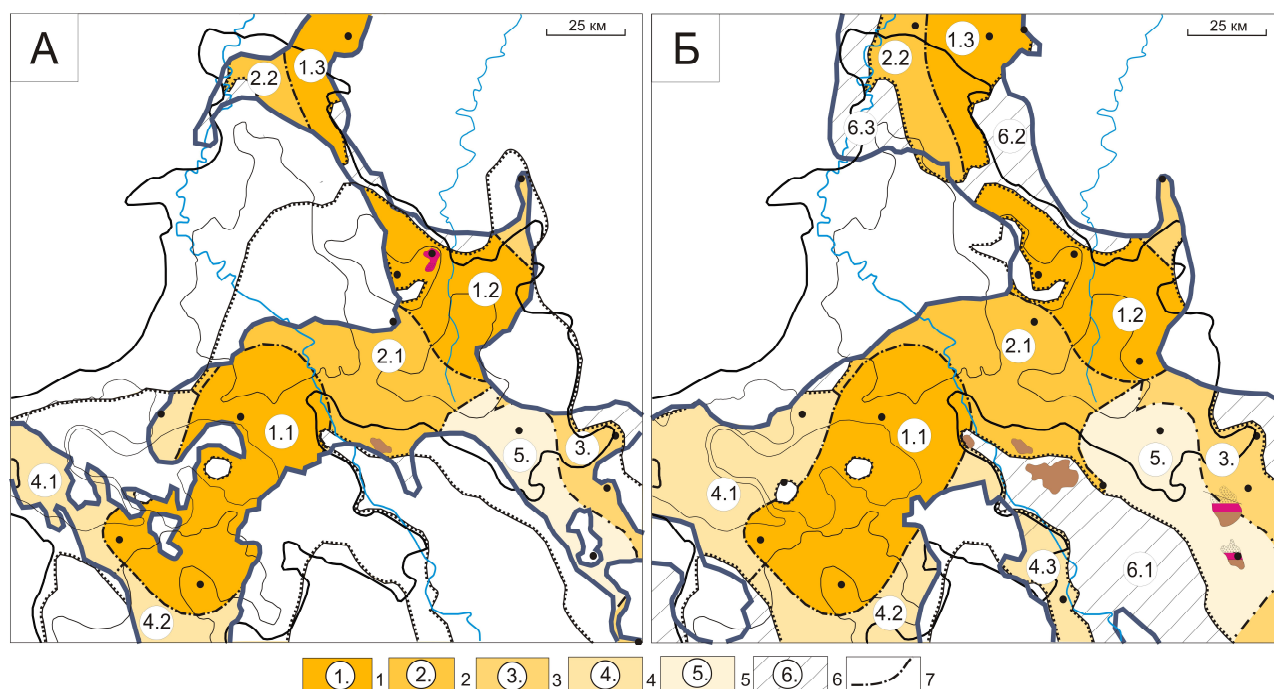


Рис. 3 Схемы районирования пластов Ю₁₆ (А) и Ю₁₅ (Б) нижнеюрского НГК Нюрольской мегавпадины по относительной плотности ресурсов первично-аккумулятивных тогурских нефтей. 1–6 – районы (номер ранжирования; диапазон значений плотности ресурсов, усл. ед.): 1. – 110-130, 2. – 90-110, 3. – 70-110, 4. – 50-110, 5. – 40-90, 6. – менее 40; 7 – границы районов. Показаны месторождения с залежами в пласте Ю₁₆ и в пласте Ю₁₅. Остальные условные обозначения те же, что на рис.1 [1]

Результаты

Высокие перспективы нижнеюрского резервуара (пласты Ю₁₆ и Ю₁₅) прогнозируются (см. рис. 1 [1]) в центральной части Нюрольской мегавпадины, на северном борту Тамрадской впадины и далее, на север, на восточной части северного вреза Нюрольской мегавпадины (рис. 3). Совпадение зон максимальных расчетных значений относительной плотности первично-аккумулятивных тогурских нефтей для обоих пластов значительно увеличивает перспективность этих зон и геолого-экономический интерес к ним. Эти зоны можно рекомендовать как первоочередные при постановке поисков углеводородов в нижнеюрском НГК.

Литература

1. Осипова Е.Н. Плотность ресурсов баженовских нефтей Нюрольской мегавпадины (по результатам палеотемпературного моделирования) // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Седьмые научные чтения Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. – Екатеринбург: УрО РАН, 2013.
2. Конторович А.Э., Фомин А.Н., Красавчиков В.О., Истомин А.В. Катагенез органического вещества в кровле и подошве юрского комплекса Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 11 – С. 1191-1200.
3. Лифанов В.А., Нассонова Н.В., Лапина Л.В. Особенности геологического строения базальных пластов Ю₁₀₋₁₁ в западной части Томской области // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2011. – № 12. – С. 4–11.
4. Исаев В.И. Интерпретация данных гравиметрии и геотермии при прогнозировании и поисках нефти и газа. – Томск: Изд-во ТПУ, 2010. – 172 с.

УДК 550.83.017

**О РЕШЕНИИ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОРАЗВЕДКИ С УЧЕТОМ
РАЗМАГНИЧИВАНИЯ ДЛЯ МОДЕЛИ ДВУХСЛОЙНОЙ СРЕДЫ**

М.П. Мартышко, Д.Д. Бызов

ivanov389@gmail.com

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Пусть нижнее полупространство состоит из двух областей, разделенных гладкой поверхностью S_2 с асимптотической плоскостью, обладающих постоянной магнитной проницаемостью. Слой D_2 , заключенный между дневной поверхностью (плоскость, обозначим через S_1) и S_2 имеет магнитную проницаемость μ_2 , область D_3 ниже S_2 – проницаемость μ_3 , область D_1 выше S_1 – проницаемость μ_1 . Положительные направления осей правой прямоугольной системы координат и направления единичных нормалей \vec{n}_1 и \vec{n}_2 к S_1 и S_2 схематично показаны на рисунке 1. Пусть \vec{H}_0 – внешнее стационарное подмагничивающее поле, его потенциал W – гармоническая в \mathbb{R}^3 (за исключением, быть может, бесконечно удаленной точки) функция. Рассмотрим прямую задачу об определении компонент напряженности \vec{H} результирующего магнитного поля в плоскости $z = z_0, z_0 \geq 0$.

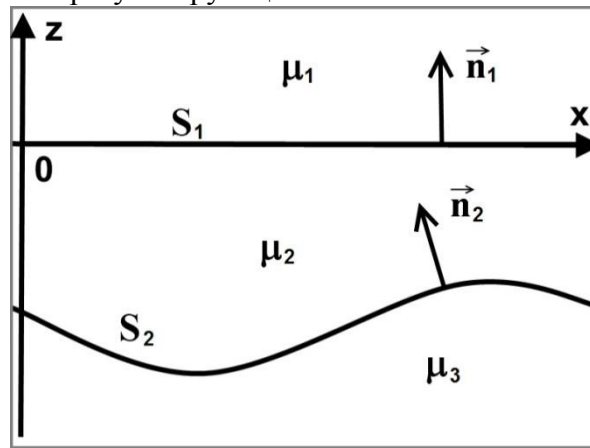


Рис. 1. Схема модели двухслойной среды

Интегральные уравнения прямой задачи.

Известно [1], что в области однородности среды в отсутствии токов и зарядов стационарное магнитное поле удовлетворяет уравнениям:

$$\text{rot} \vec{H} = 0, \quad \text{div} \vec{B} = 0, \quad \vec{B} = \mu \vec{H}, \quad (1)$$

\vec{B} – магнитная индукция. На контактных поверхностях S_1 и S_2 выполняются граничные условия:

$$\text{Rot} \vec{H} = 0, \quad \text{Div} \vec{B} = 0. \quad (2)$$

Принимая во внимание уравнения (1), можно ввести скалярный магнитный потенциал U – гармоническую в каждой D_i функцию:

$$\vec{H} = -\nabla U, \quad \Delta U = 0. \quad (3)$$

При этом из (2) следует, что на каждой S_i потенциал непрерывен, а его производная по единичной нормали \vec{n}_i к S_i испытывает разрыв:

$$U_i = U_{i+1}, \quad \mu_i \frac{\partial U_i}{\partial \vec{n}_i} - \mu_{i+1} \frac{\partial U_{i+1}}{\partial \vec{n}_i} = 0, \quad i \in \{1, 2\}, \quad (4)$$

$U_i (U_{i+1})$ следует понимать как предельное значение U при стремлении к S_i из $D_i (D_{i+1})$ вдоль \vec{n}_i .

Потенциал U полного поля складывается из потенциалов W - первичного и V – наведенного полей: $U = W + V$. Будем искать V в виде суммы потенциалов простого слоя по S_i :

$$V = V_1 + V_2, \quad V_i(\vec{r}_i) = \int_{S_i} v_i(\vec{r}) \frac{ds}{|\vec{r} - \vec{r}_i|}$$

Здесь и далее в формулах \vec{r} – вектор, по которому происходит интегрирование; $\vec{r}_i \in S_i$. Из свойств потенциала простого слоя [2] следует, что V (а значит и U , ввиду предположения $\Delta W = 0$) удовлетворяет второму уравнению (3) и первому условию (4). Второе условие (4) путем подстановки выражений для граничных значений производных по нормали потенциала простого слоя преобразуется в систему интегральных уравнений Фредгольма 2-ого рода относительно неизвестных плотностей $\{v_i\}_{i=1}^2$:

$$\frac{2\pi}{\varepsilon_i} v_i(\vec{r}_i) = \frac{\partial W(\vec{r}_i)}{\partial \vec{n}_i} + \frac{\partial}{\partial \vec{n}_i} \sum_{j=1}^2 \left(\int_{S_j} v_j(\vec{r}) \frac{ds}{|\vec{r} - \vec{r}_i|} \right), \quad \varepsilon_i = \frac{\mu_i - \mu_{i+1}}{\mu_i + \mu_{i+1}} \quad (5)$$

Так как S_1 - плоскость, то для радиус – вектора \vec{r}_1 точки на S_1

$$\frac{\partial}{\partial \vec{n}_1} \int_{S_1} v_1(\vec{r}) \frac{ds}{|\vec{r} - \vec{r}_1|} = 0.$$

Из первого уравнения системы (5) находим:

$$v_1(\vec{r}_1) = \frac{\varepsilon_1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \vec{n}_1} \left(\int_{S_2} v_2(\vec{r}) \frac{ds}{|\vec{r} - \vec{r}_1|} + W(\vec{r}_1) \right). \quad (6)$$

Подставляя (6) во второе уравнение (5) и учитывая (3), получаем:

$$\begin{aligned} \frac{2\pi}{\varepsilon_2} v_2(\vec{r}_2) = & -(\vec{H}_0(\vec{r}_2), \vec{n}_2) - \frac{\varepsilon_1}{2\pi} \int_{S_1} H_{0z}(\vec{r}) \frac{(\vec{r} - \vec{r}_2, \vec{n}_2) ds}{|\vec{r} - \vec{r}_2|^3} + \int_{S_n} v_2(\vec{r}) \frac{(\vec{r} - \vec{r}_2, \vec{n}_2) ds}{|\vec{r} - \vec{r}_2|^3} \\ & - \varepsilon_1 \int_{S_n} v_2(\vec{r}) \frac{(x - x_2)n_{2x} + (y - y_2)n_{2y} - (z + z_2)n_{2z}}{((x - x_2)^2 + (y - y_2)^2 + (z + z_2)^2)^{\frac{3}{2}}} ds. \end{aligned} \quad (7)$$

В (7) нормаль \vec{n}_2 берется в точке \vec{r}_2 . Далее выведем формулу для напряженности \vec{H} результирующего магнитного поля в точках \vec{r}_0 плоскости $z = z_0$, $z_0 \geq 0$, подставляя выражения для потенциалов V_1 и V_2 через v_2 в (3):

$$\vec{H}(\vec{r}_0) = \vec{H}_0(\vec{r}_0) + \frac{\varepsilon_1}{2\pi} \int_{S_1} H_{0z}(\vec{r}) \frac{\vec{r} - \vec{r}_0}{|\vec{r} - \vec{r}_0|^3} ds + (\varepsilon_1 - 1) \int_{S_n} v_2(\vec{r}) \frac{\vec{r} - \vec{r}_0}{|\vec{r} - \vec{r}_0|^3} ds. \quad (8)$$

В случае $z_0 = 0$ под $\vec{H}(x_0, y_0, 0)$ следует понимать предел $\lim_{z \rightarrow 0+0} \vec{H}(x_0, y_0, z)$.

Таким образом, вычислив из уравнения (7) плотность v_2 потенциала простого слоя, по формуле (8) мы получаем решение прямой задачи магниторазведки для выбранной модели пространства.

Модельный пример.

Выберем параметры модели следующим образом: $\mu_1/\mu_0 - 1 = 3.7E-7$, $\mu_2/\mu_0 - 1 = 2E-5$, $\mu_3/\mu_0 - 1 = 3E-4$ (т.е. задается магнитная восприимчивость), асимптотическая плоскость S_2 лежит на глубине 55 м, отклонения поверхности от нее представлены на рисунке 2а, внешнее подмагничивающее поле \vec{H}_0 постоянно, каждая его компонента равна 23 А/м. Численно решая уравнение (7), находим распределение плотности v_2 потенциала простого слоя на S_2 (рис. 2б). Компоненты напряженности наведенного поля, полученные из формулы (8), показаны на рисунке 3. Расстояния по осям Ox и Oy на рисунках 2 и 3 в метрах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00481-а).

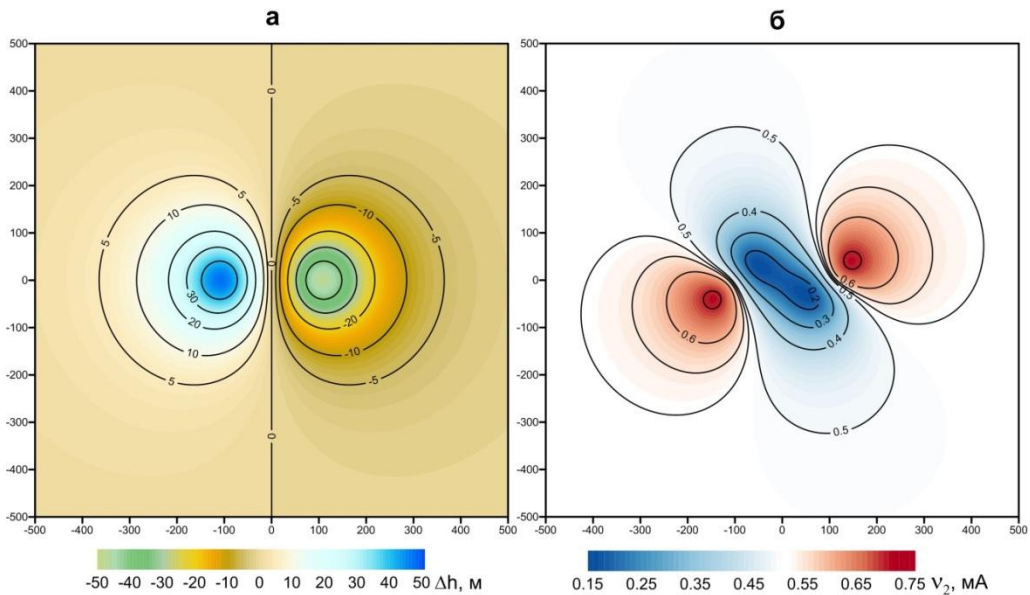


Рис. 2. а) Отклонения поверхности S_2 от горизонтальной асимптотической плоскости;
 б) Плотность v_2 потенциала простого слоя на S_2

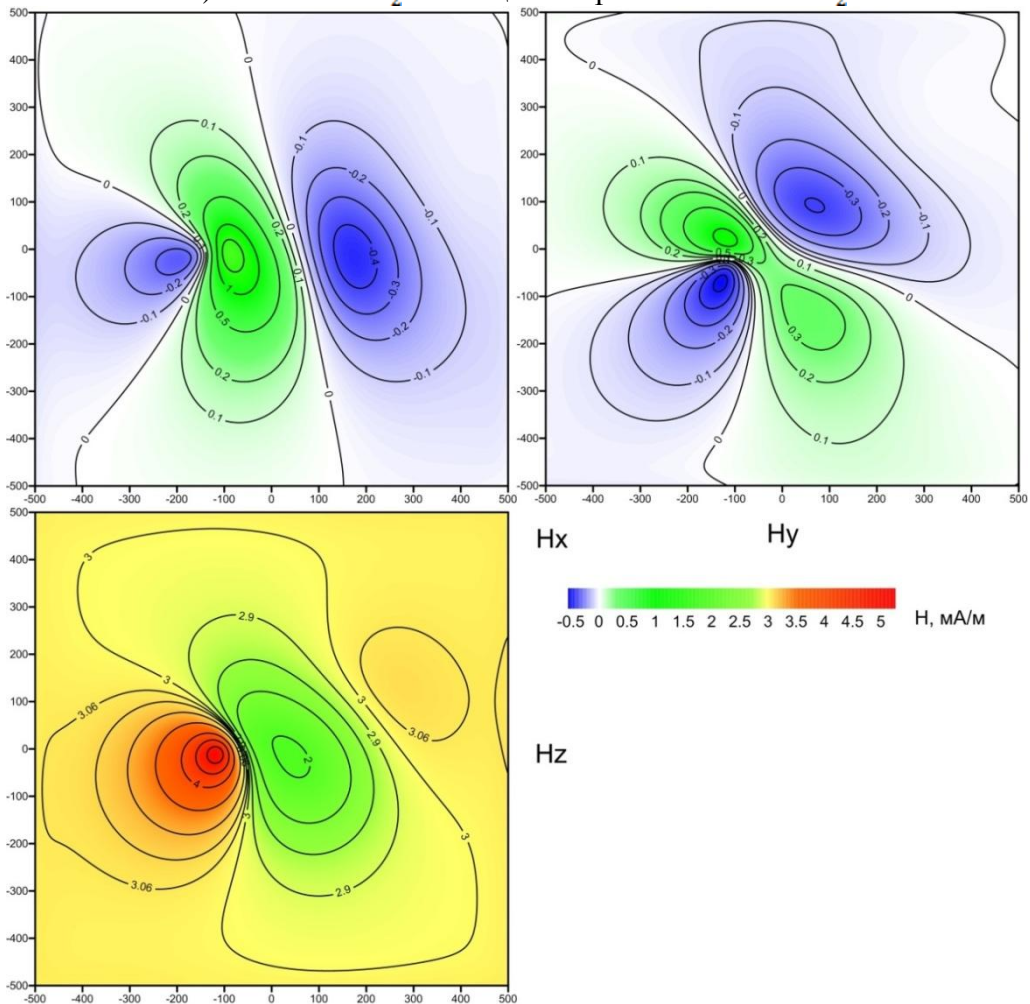


Рис. 3. Компоненты напряженности наведенного поля
 ЛИТЕРАТУРА

1. Тамм И.Е. Основы теории электричества: Учеб. пособие для вузов. 11-е изд., испр. и доп. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2003. 616 с. ISBN5-9221-0313-X.
2. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики: Учеб. пособие. 6-е изд., испр. и доп. М.: Изд-во МГУ, 1999. 799 с. ISBN 5-211-04138-0.

УДК 517.968:519.612:515.3

КОМПЛЕКСНОЕ РЕШЕНИЕ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ МАГНИТОМЕТРИИ И ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ РЕОЛОГИЧЕСКИХ ГРАНИЦ (НА ПРИМЕРЕ БАШКИРСКОЙ АНОМАЛИИ ВЕКОВОГО ХОДА)

П.С. Мартышко, pmart3@mail.ru

В.А. Пьянков, V_Pyankov@mail.ru

А.Л. Рублев, A.Roublev@list.ru

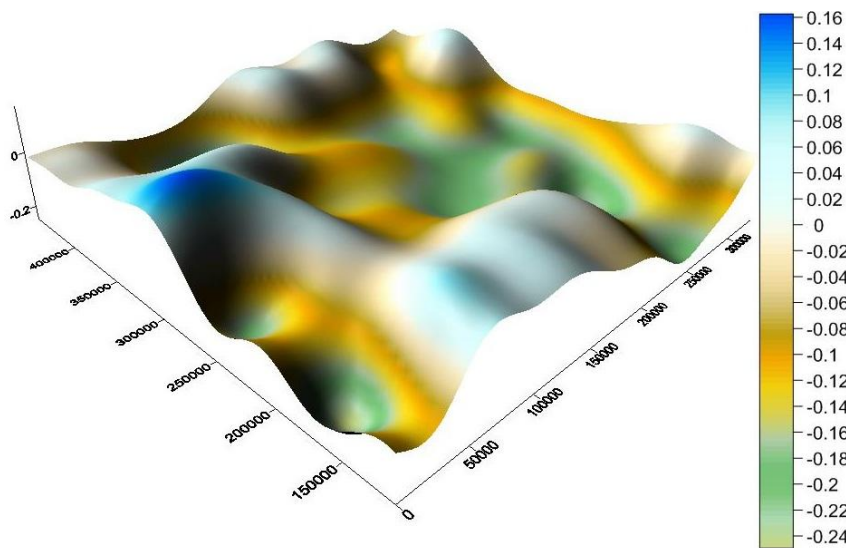
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург

Abstract. Using observed data we can calculate parameter within the Earth crust correlated for each geophysical field. Such as we can calculate magnetization and density distribution for magnetic and gravity fields. We have developed an original iterative method of solving magnetic structure inverse problem (on the basis of local correction method). For example, we suppose that magnetic field value at observed point due to nearest part of surface S which is boundary between two layers with different magnetization. This idea let us to reduce nonlinear inverse problem to algebraic equation which can be solved easy. In this paper we describe new results of construction of the Earth crust magnetic and density models (Predurals).

Введение

При построении магнитной модели, как и любой другой модели земной коры, немаловажным фактором является то, какая геологическая концепция заложена в ее основу. В данной статье предпринята попытка выделения неоднородных по строению блоков земной коры с разными реологическими свойствами (пористостью, проницаемостью). Для решения поставленной задачи применяется комплексирование магнитных и гравитационных данных.

В результате многолетних исследований геомагнитного поля T на территории Среднего и Южного Урала выделены серии субмеридиональных протяженных аномалий векового хода (АВХ). В нашей работе рассматривается Башкирская АВХ, пространственно совпадающая со структурами Предуральяского краевого прогиба [1]. Отличительная особенность протяженной субмеридиональной зоны Башкирской АВХ – изменение знака приращений $\delta(\Delta T)$ в течение периода наблюдений. Наибольшей интенсивности аномальные изменения $\delta(\Delta T)$, 10-15 нТл/год, достигают на севере изучаемой территории (пос. Кр. Зилим) Эти изменения происходят на фоне нормального поля с амплитудами ± 2 нТл/год. Анализ статического аномального магнитного поля показал отсутствие в земной коре в зонах АВХ



блоков горных пород с аномально высокими магнитными свойствами (рис.1).

Рис.1. Магнитное поле на территории Предуралья и Центрального Урала

Это позволило исключить из рассмотрения пьезомагнитную гипотезу происхождения аномальных вариаций. Остается только гипотеза о связи аномальных вековых вариаций T с

внутриземными токами электрокинетической природы. В работе [2] показано, что появление на земной поверхности АВХ электрокинетической природы возможно только при наличии в земной коре горизонтальных геоэлектрических неоднородностей и границ со скачком коэффициента потенциала течения (наличие блоков горных пород с аномально высокой

пористостью). Ранее авторами установлено, что выделенная зона АВХ пространственно совпадает с участком повышенной электропроводности земной коры [1]. Оставалась нерешенной задача о наличии (или отсутствии) в земной коре блоков аномально низкой плотности (высокой пористости и проницаемости горных пород), т.е. блоков с контрастными реологическими свойствами. На решение данной задачи и нацелена предлагаемая работа.

Алгоритм метода локальных поправок и примеры его применения

При решении обратной задачи магнитометрии нами используется модификация метода локальных поправок, предназначенного для приближенного решения нелинейных обратных задач, предложенного Пруткиным И.Л. [3]. Этот метод не использует нелинейную минимизацию, что позволяет на порядок сократить время счета на ЭВМ. Рассмотрим модель двухслойной магнитной среды в трехмерном пространстве. Модель состоит из двух слоев постоянной намагниченности I_1 и I_2 , разделенных поверхностью S . Пусть в декартовой системе координат плоскость xOy совпадает с дневной поверхностью, ось z направлена вниз. Верхний слой ограничен сверху горизонтальной плоскостью $z=0$, а снизу - поверхностью S ; нижний слой сверху ограничен поверхностью S , снизу - плоскостью $z=h_+$. Искомая граница раздела сред постоянной намагниченности (контактная поверхность) S задается уравнением $z = z(x, y)$. Предполагается, что $z(x, y)$ однозначная, ограниченная функция, причем для некоторого H

$$\lim_{\substack{|x| \rightarrow \infty \\ |y| \rightarrow \infty}} |z(x, y) - H| = 0, \quad (1)$$

т.е. поверхность S имеет горизонтальную асимптотическую плоскость $z = H$. С точностью до постоянного слагаемого поле от двухслойной модели есть поле магнитных масс, заключенных между поверхностью S и плоскостью $z = H$, с намагниченностью $\pm \Delta I$, где $\Delta I = I_2 - I_1$ - скачок намагниченности на границе раздела. Поле от такого объекта задается формулой:

$$\Delta Z = \Delta I \int \int_{-\infty-\infty}^{\infty} \left(\frac{z(x, y)}{\left((x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x, y) \right)^{3/2}} - \frac{H}{\left((x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2 \right)^{3/2}} \right) dx dy \quad (2)$$

Дискретизация уравнения (6) приводит к следующей системе нелинейных уравнений:

$$c \sum_i \sum_j K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = U_{i_0 j_0}, \quad (3)$$

где c - весовой коэффициент кубатурной формулы, $U_{i_0 j_0} = \Delta Z(x_{i_0}, y_{j_0}, 0)$ - левая часть уравнения (6), $z_{ij} = z(x_i, y_j)$, $K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = K(x_{i_0}, y_{j_0}, x_i, y_j, z_{ij})$ - подынтегральное выражение в (6).

Нами разработан итерационный метод для решения системы уравнений (3). Предположим, что $\{z_{i,j}^n\}$ - значения неизвестной функции $z(x,y)$, n - номер итерации. В результате имеем:

$$U_{i_0 j_0}^n = c \sum_i \sum_j K_{i_0 j_0}(z_{ij}^n) \quad (4)$$

Метод локальных поправок основан на предположении о том, что на изменение значения поля в некоторой точке наибольшее влияние оказывает изменение ближайшей к данной точке части поверхности S , которая представляет собой границу между двумя слоями с различной намагниченностью. В соответствии с этим на каждом шаге делается попытка уменьшить разность между заданными и приближенными значениями поля в данном узле лишь за счет изменения значения искомой функции в этом же узле. Тогда мы имеем следующий итерационный процесс:

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^n) = \alpha(U_{ij} - U_{ij}^n), \quad (5)$$

где α - параметр регуляризации, а ядро интегрального оператора имеет вид:

$$K_{ij}(z_{ij}^n) = \frac{1}{(z_{ij}^n)^2} - \frac{1}{H^2}. \quad (6)$$

В результате мы имеем итерационную формулу для нахождения z_{ij}^{n+1} :

$$(z_{ij}^{n+1})^2 = \frac{(z_{ij}^n)^2}{1 + \alpha(z_{ij}^n)^2 \cdot (U_{ij} - U_{ij}^n)}. \quad (7)$$

С целью проверки работоспособности алгоритма проведен ряд модельных вычислений. Алгоритм показал очень высокую скорость счета (одна итерация порядка 1 секунды при сетке 50x50 точек) и неплохую точность восстановления модельных границ при относительной погрешности восстановления поля равной сотым долям процента.

Результаты численных экспериментов на натурном материале

Для Западной и Центральной части Южного Урала обработан массив данных магнитометрии, измеренных на площади S , имеющей размеры 450x350 км. Часть этой площади пространственно совпадает с Башкирской аномалией векового хода, ограничивающей складчатый Урал с запада. Зона представляет собой субмеридиональную аномалию электропроводности земной коры. Для изучения природы аномалии по реальным наблюдаемым данным (после исключения влияния приповерхностных неоднородностей) методом локальных поправок решена задача об определении рельефа поверхности S с намагниченностью 1 А/м для положения асимптотической поверхности $H=20$ км. При этом шаг сетки: $\Delta x = 0,594$ км и $\Delta y = 1,44$ км (рис.1).

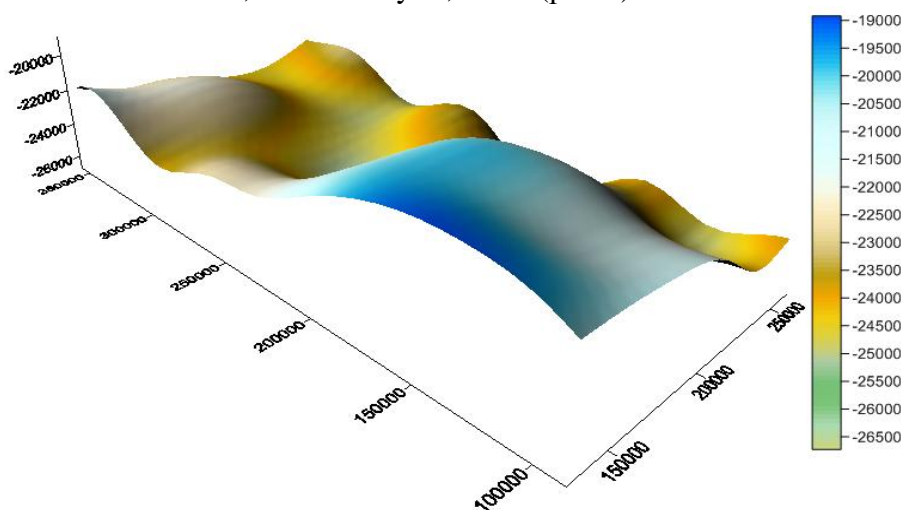
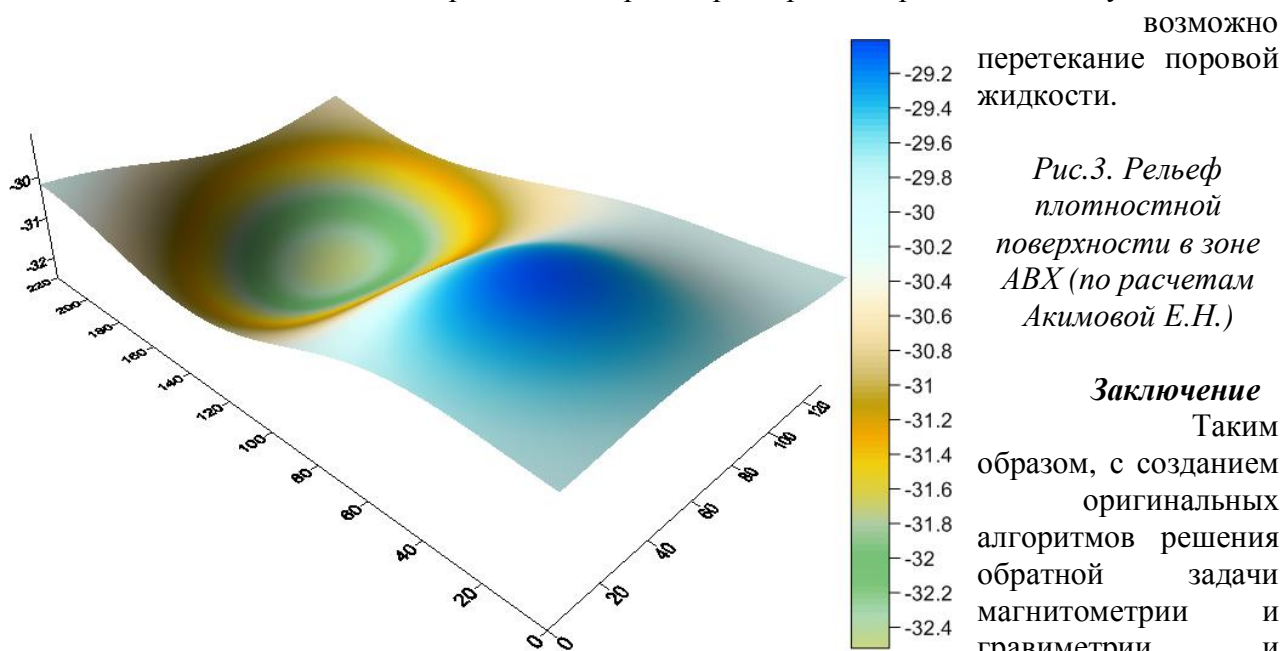


Рис.2. Рельеф намагниченной поверхности в зоне АВХ

На рис.2 изображена часть рельефа поверхности S (в км) с намагниченностью 1 А/м. На рис.3 для той же площади представлен рельеф плотностной поверхности S_1 с $\Delta\sigma=0,1$ г/см³. Из анализа особенностей морфологии

изолиний поверхностей S и S_1 следует заключение об их практическом подобии. Это субмеридиональные погружения рельефа поверхностей S и S_1 с амплитудой примерно 3 км. Рельеф каждой из поверхностей обладает своей специфической особенностью. Так, например, для плотностной модели характерно наличие в ее северной оконечности контрастного погружения полусферической формы (район пос. Кр. Зилим). Для магнитной модели подобное погружение наблюдается также в северной оконечности аномальной зоны. Если наше предварительное предположение о наличии в земной коре аномальной дилатирующей зоны справедливо, то полусферическое погружение для плотностной модели – это активное дилатирующее включение, гидродинамические процессы в котором могут генерировать электрокинетические токи, являющиеся источником аномальных магнитных вариаций в эпицентре Башкирской АВХ. Дилатирующее включение представляет собой изометричный блок горных пород высокой проницаемости, помещенный в среду

существенно меньшей проницаемости. Следовательно, изучаемая поверхность является реологической границей пород с разной плотностью и проницаемостью. Эти породы находятся в той части земной коры, для которой характерны гидростатические условия, т.е.



методики их реализации на ЭВМ появилась возможность корректной интерпретации наблюдаемого поля. В результате комплексной интерпретации магнитного и гравитационного полей в земной коре в зоне предполагаемого протекания электрокинетических токов выделен участок погружения намагниченной поверхности на глубине 20–25 км (скачок намагниченности 1 А/м). Амплитуды погружения поверхности намагниченных пород практически совпадают с изоглубинами депрессии реологической поверхности со скачком плотности 0,1 г/см³. Эта зона пониженной плотности (интенсивное погружение полусферической формы) находится на широте п. Красный Зилим, где зарегистрированы аномально высокие вариации векового хода геомагнитного поля. Предполагается, что это участок тектонически активного дилатирующего включения, динамика и соотношение реологических свойств которого и определяют пространственно-временные характеристики вариаций магнитного поля электрокинетической природы.

Исследования выполнены в рамках проекта 12-П-15-2019 Уральского Отделения РАН. При построении моделей использовались компьютерные технологии, основанные на алгоритмах решения обратных задач магнитометрии, разработанные в Институте геофизики УрО РАН. Алгоритмы и комплекс программ для интерпретации магнитных полей созданы при финансовой поддержке РФФИ, проект 12-05-00481-а.

Литература

1. Пьянков В.А., Шапиро В.А. Связь пространственно-временных характеристик аномального магнитного поля со структурно-динамическими особенностями строения и развития земной коры Урала// Прогноз землетрясений. Предвестники землетрясений магнитной, электромагнитной и электрической природы. Душанбе-Москва: Дониш. 1986. №7. С. 234-248.
2. Пьянков В.А., Шапиро В.А. Некоторые аспекты природы Буткинской аномалии векового хода геомагнитного поля//Геомагнетизм и аэрономия. 1977. Т. 17. №3. С. 548-550.
3. Пруткин И.Л. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. №1. С.67-75.

УДК. 550.831

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ ТРАНСФОРМАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

П.С. Мартышко, pmart3@mail.ru

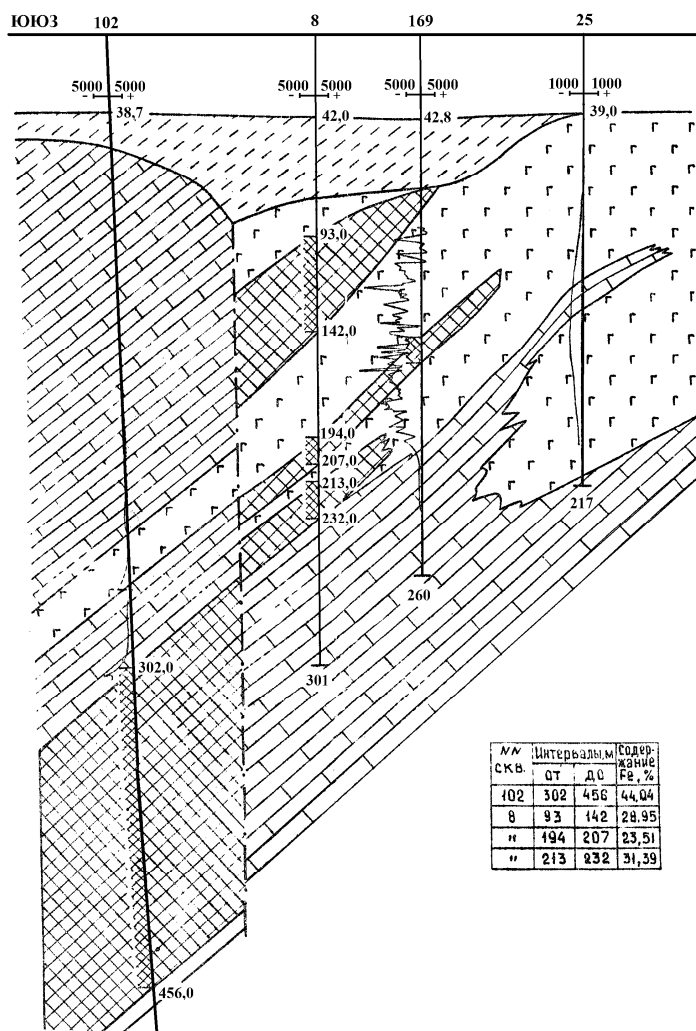
В.А. Пьянков, V_Pyankov@mail.ru

А.Л. Рублев, A.Roublev@list.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург

Abstract. Algorithms of solving the problem to determine the components of gravity and magnetic fields for three-dimensional heterogeneous media have been presented.

Под трансформацией геофизических полей мы понимаем некую математическую процедуру, позволяющую вычислять соответствующую составляющую поля, характеризующую источник, ее порождающий. Использование подобных трансформаций позволяет учесть влияние геологических тел с определенной структурой на морфологию вычисленных компонент, а также решать обратные задачи грави-магнитометрии. В работе рассматриваются вопросы построения алгоритмов определения составляющих гравитационного и магнитного полей Земли.



Рассмотрим особенности применения различных методов трансформации при разделении магнитного поля от крутопадающих аномальных объектов. Исследуем эффективность различных методов трансформации на примере железорудного месторождения Копотки (Казахстан) (рис. 1).

Рис.1. Геологический разрез (квадратная штриховка – руда)

Для сравнения эффективности методов проведен пересчет поля на разные высоты [1] с целью разделения источников магнитного поля. Для решения этой задачи применялась следующая методика. Поле сначала продолжалось вверх на уровень H , при этом влияние приповерхностных источников если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Далее пересчитанное вверх поле продолжается вниз на глубину $-H$. Считается, что в этом случае мы окончательно избавляемся от влияния

источников в слое $(0, -H)$. Все дело в том, что, во-первых, необходимо знать высоту пересчета H , во-вторых, при пересчете вниз используется коэффициент регуляризации, величина которого выбирается достаточно произвольно. При этом также происходит сглаживание поля (высокочастотная фильтрация). В нашем случае получилось, что поле приповерхностных источников суммировалось с частью глубинной составляющей магнитного поля, т.е. происходило сглаживание, а не разделение поля (рис.2).

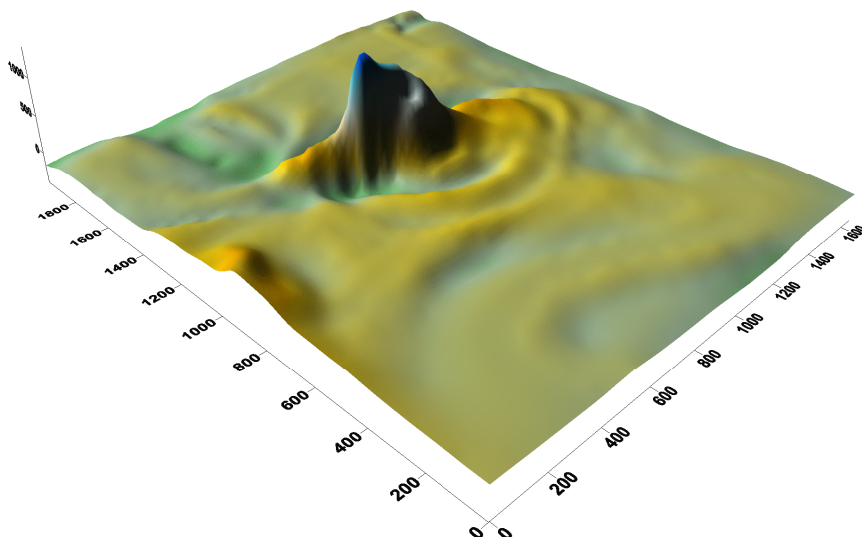


Рис.2. Магнитное поле от слоя (0, -200 м)

Нами предпринята попытка использовать методику факторного анализа для разделения магнитного поля, созданного системой крутопадающих аномальных объектов, расположенных друг под другом. Ранее методы

факторного анализа успешно применялись при статистической обработке геолого-геофизической информации. Достаточно подробно плюсы и минусы такого применения проанализированы В.Н. Страховым [2]. Чтобы показать особенности использования методики факторного анализа при интерпретации потенциальных полей, попытаемся раскрыть сущность этой методики.

Факторный анализ представляет собой набор моделей и методов, предназначенных для сжатия информации, содержащейся в исходной матрице, из которой формируется матрица коэффициентов корреляции r_{ij} . Пирсон предложил эвристический метод сжатия большого массива информации с одновременным выделением максимальной дисперсии, а позднее Хотеллинг развил эту идею, создав метод главных компонент [3].

$$z_j = a_{j1}F_1 + a_{j2}F_2 + \dots + a_{jn}F_n, \quad (1)$$

где каждый из наблюдаемых параметров линейно зависит от n некоррелированных между собой новых компонентов (факторов) F_1, F_2, \dots, F_n .

Поскольку элементами, используемыми в вычислениях, являются коэффициенты парной корреляции, то рассмотрим сущность этих коэффициентов. Известно, что произведение матрицы Z на транспонированную Z' равно произведению корреляционной матрицы R на скаляр N :

$$ZZ' = NR \quad (2)$$

Из этого следует: если m – ранг матрицы Z , то ранг матрицы $R = ZZ'$ равен также m . Иными словами, ранг корреляционной матрицы равен рангу матрицы наблюдаемых данных. В работе [3] сформулировано более сильное утверждение относительно взаимосвязи между двумя матрицами (в том числе между матрицей вычисленных коэффициентов корреляции и факторной матрицей).

Теорема 1. Если Z есть $n \times N$ – матрица ранга m с действительными элементами, то $ZZ' = R$ является положительно полуопределенной симметрической матрицей Грама ранга m .

Таким образом, любое свойство параметров, связанное с рангом матрицы Z , может быть установлено и с помощью матрицы R . А n параметров могут быть выражены как линейные комбинации не менее чем m факторов, где m – ранг корреляционной матрицы параметров. Набор из n параметров можно анализировать в терминах общих факторов (тогда на главной диагонали матрицы R стоят единицы). В этом случае, как сказано выше, R есть матрица Грама, а факторное решение

$$z = Af \quad (3)$$

дается в терминах n общих факторов. Поскольку здесь A есть квадратная невырожденная матрица, то она имеет обратную матрицу. Поэтому искомые факторы определяются просто:

$$f = A^{-1}z \quad (4)$$

Это решение является точным и однозначным и не связано ни с какими «оценками».

Таким образом, если мы проводим разделение магнитного поля методом главных компонент, то получаем для этого случая единственное решение. Хотя, естественно, для каждой составляющей поля (в рамках источниковых моделей) остаются свои эквивалентные решения.

Рассмотрим особенности применения факторного анализа при разделении магнитного поля крутопадающих аномальных объектов на примере железорудного месторождения Копотки (Казахстан) (рис.3). В результате трансформации исходных данных получено двухфакторное решение. Таким образом, как и следует из исходного материала (геологический разрез), каждый фактор соответствует полю одного из двух намагниченных объектов. Причем, в двух полученных факторах, в отличие от предыдущего решения, сохраняются все высокочастотные особенности полей (за исключением «белого шума», исчезающего при вычислении коэффициентов корреляции).

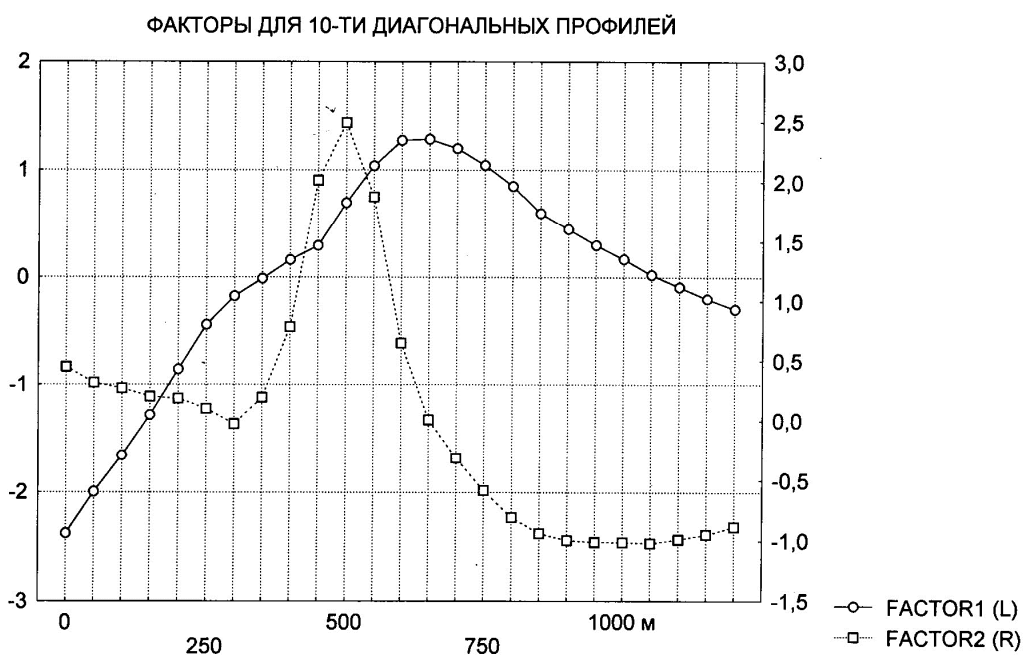


Рис. 3. Пространственное распределение факторов на месторождении Копотки

Таким образом, методика факторного анализа показала высокую эффективность при разделении магнитного поля крутопадающих аномальных объектов. Кроме того, такая трансформация (в отличие от пересчетов на высоту) позволяет существенно экономить время счета и не требует применения высокопроизводительных машин.

Исследования выполнены в рамках проекта 12-П-15-2019 Уральского Отделения РАН. При построении моделей использовались компьютерные технологии, основанные на алгоритмах решения обратных задач магнитометрии, разработанные в Институте геофизики УрО РАН. Алгоритмы и комплекс программ для интерпретации магнитных полей созданы при финансовой поддержке РФФИ, проект 12-05-00481-а.

Литература:

1. Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине// Геофизический журнал. Т.25. №3. 2003. С. 159-168.
2. Аронов В.А., Страхов В.Н. О применении факторного анализа в геологии// Геология и геофизика. 1985. №8. С. 133-142.
3. Харман Г. Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972. 350 с.

УДК.550.382.4 + 550.341.5

**ОТРАЖЕНИЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПАРАМЕТРАХ
МАГНИТНОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО УРАЛА**

П.С. Мартышко, pmart3@mail.ru

В.А. Пьянков, V_Pyankov@mail.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург

Abstract. The three dimensional interpretation of profile curves of magnetic fields is presented. The Denezhkin Kamen massif is represented by agglomerates of blocks with different magnetic characteristics (susceptibility χ and remanent magnetization I_n , coercive force H_c). They consist of three general blocks. The first one is the dunite block, which is characterized by high ancient remanent magnetization. The second block comprises pyroxenite. The third block comprises gabbro, which is characterized with inductive magnetization. The dynamic model of this massif is hardening of rocks.

В современных физических полях содержится интегральная информация о тектонических процессах прошлого, в результате которых сформировались закономерно распределенные физические неоднородности земной коры. Анализ пространственной структуры неоднородностей позволяет восстанавливать закономерности их образования. Так, например, в магнитном поле отражается как распределение ферромагнетиков в горной породе, так и их состояние. Состояние данного ферромагнетика зависит от его предыстории, то есть от испытанных им тектонических воздействий. Кроме того, безусловно, на его состояние влияет динамика современных тектонических напряжений, что может проявляться в аномальных вариациях геомагнитного поля. Для определения магнитных параметров геофизической модели земной коры необходимо пройти два этапа решения обратной задачи магнитометрии. На первом этапе решения этой задачи по заданному магнитному полю определяется пространственное распределение набора эквивалентных источников, адекватно описывающих это поле. Второй этап обратной задачи магнитометрии заключается в изучении магнитного состояния горной породы с целью определения возможных причин, обусловивших это состояние. Из хода дальнейших рассуждений становится понятно, что эти два этапа решения обратной задачи должны взаимно дополнять друг друга. То есть, выбор одного из эквивалентных решений может зависеть от состояния ферромагнетика, слагающего этот источник. Связующим звеном между этими двумя этапами может стать изучение физических характеристик горных пород, отражающих их исторически обусловленное структурное состояние. Одним из методов, позволяющим получать такие характеристики является изучение магнитоакустической эмиссии (эффект Баркгаузена), возникающей в процессе перемагничивания образцов горных пород. Поскольку носителями ферромагнетизма являются специфические мезоэлементы – магнитные домены, то считаем целесообразным при решении обратных задач магнетизма опираться на основные парадигмы мезомеханики. Объектом настоящих исследований является дунит-пироксенит-габбровый массивы: Денежкин Камень, Кумба, Кытлым и т.д. (Северный Урал). Для изучения его глубинного строения решается обратная задача магнитометрии, т.е. по заданному на земной поверхности магнитному полю строится объемное распределение магнитных свойств горных пород. Нами предпринята попытка использовать методику факторного анализа для разделения магнитного поля, созданного системой крутопадающих аномальных объектов, расположенных друг под другом. В настоящей работе для построения магнитной модели земной коры используется решение прямой задачи магниторазведки с учетом размагничивания [1]. Теория и методы интерпретации данных магниторазведки без учета размагничивания достаточно хорошо разработаны [2], однако неучет размагничивания может привести к существенному искажению величин аномального магнитного поля, а, следовательно, и к значительным ошибкам в определении магнитной восприимчивости. Решение обратной задачи магниторазведки (даже в случае простого перебора вариантов прямой задачи) сводится к нахождению магнитной восприимчивости χ в заданном объеме по известному аномальному полю из операторного уравнения первого рода:

$$B(M) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_V \text{grad}_m \left(\vec{I}(Q) \text{grad}_m \frac{1}{r} \right) dv, \quad (1)$$

где r – расстояние от точки Q до точки M , B – индукция аномального магнитного поля во внешней по отношению к телу точке M , $\vec{I}(Q)$ – намагниченность в текущей точке тела Q , которая в общем случае определяется из решения соответствующего уравнения Фредгольма второго рода:

$$\vec{I}(Q) = \chi(Q) \left[\vec{H}_0(Q) + \frac{1}{4\pi} \text{grad}_q \int_V \left(\vec{I}(A) \text{grad}_q \frac{1}{r} \right) dv \right], \dots\dots\dots (2)$$

где \vec{H}_0 – первичное намагничивающее поле, r – расстояние между точками тела Q и A .
 Алгоритм решения уравнения. Так как уравнение (2) является слабо сингулярным, то оно преобразовано способом, предложенным в работе [3]. Способ заключается в аппроксимации объема V совокупностью непересекающихся изометричных элементов, например, кубов, которые заполняют пространство без промежутков. Изометричность их формы позволяет проводить вычисления поля от них по формулам для равновеликих шаров, которые считаем намагниченными однородно. Выделяется малый шар V_A с центром в точке A и, в соответствии с формулой для однородного шара:

$$\frac{1}{4\pi} \text{grad}_A \int_{V_A} \left(\vec{I}(Q) \text{grad}_A \frac{1}{r} \right) dv = \frac{1}{3} \vec{I}(A) \quad (3)$$

интегральное уравнение (2) приводится к виду [3]:

$$\vec{I}(A) = \frac{3\chi(A)}{3 + \chi(A)} \left[\vec{H}_0(A) + \frac{1}{4\pi} \text{grad}_A \int_{V - V_A} \left(\vec{I}(Q) \text{grad}_A \frac{1}{r} \right) dv \right], \quad (4)$$

где D – матрица, элементами которой являются нелинейные функции координат центров i -го и k -го объемов. Уравнение (1) приобретает вид:

$$\vec{B}(M) = \frac{\mu_0}{4\pi} \sum_{i=1}^n D_i \vec{I}_i, \quad (5)$$

где n – количество элементарных объемов, \vec{I} – вектор намагниченности i -го объема, D – известная матрица, элементами которой являются нелинейные функции координат точки наблюдения M и координат центров объемов. Перебирая параметры модели при известном из результатов факторного анализа наблюдаемого поля нулевом приближении, находим наиболее приемлемое решение. Рассмотрим особенности предложенного решения на примере дунит-пироксенит-габбрового массива Денежкин Камень (Северный Урал, 60° с.ш.). Для изучения его глубинного строения решена обратная задача магнитометрии, т.е. по заданному на земной поверхности магнитному полю построено объемное распределение магнитных свойств горных пород. Наиболее информативные результаты получены при разделении магнитного поля. Показано, что суммарное поле представляет собой комбинацию магнитных полей наклонных блоков земной коры. Среди этих блоков наибольший интерес представляет блок дунитов, обладающий наименьшей магнитной восприимчивостью χ и наибольшей остаточной намагниченностью I_n . Магнитные свойства горных пород исследованы на образцах, отобранных на профиле, показанном на рис.1. После интерпретации магнитного поля дунитов получено, что направление их намагниченности изменяется от субгоризонтального в верхней части разреза до современного в низах разреза.

Это позволяет предположить, что западная пачка пород была деформирована из субгоризонтального положения в вертикальное после формирования остаточной намагниченности. С востока дуниты оторочены прослойкой пироксенитов, переходящих в габбро (рис.2).

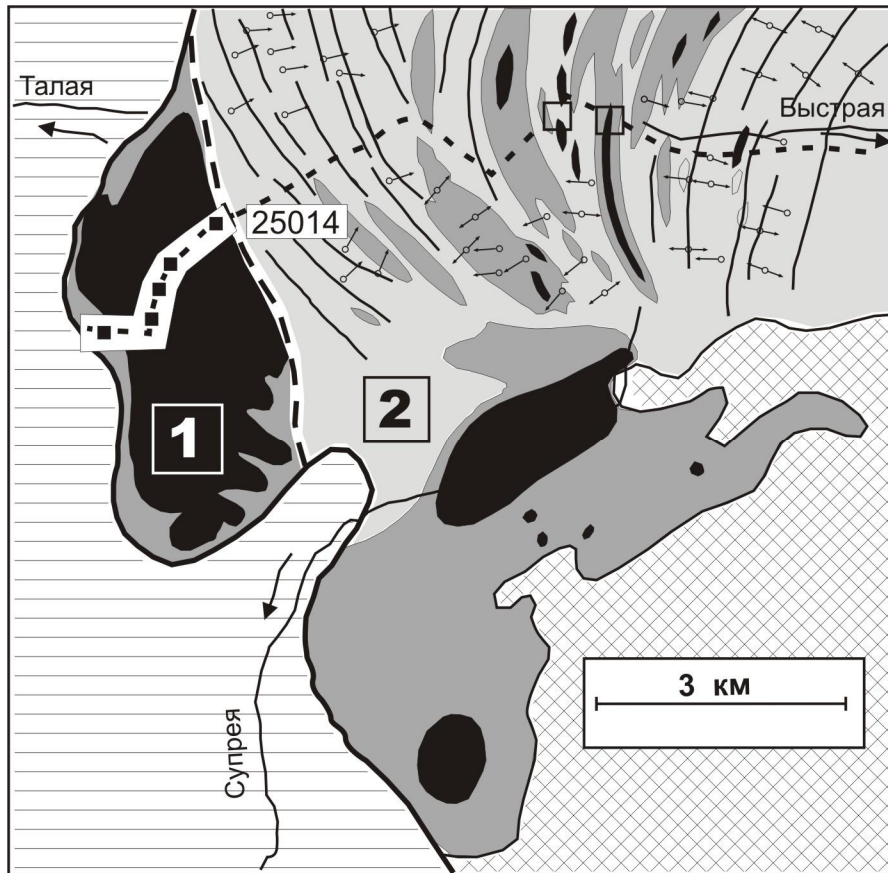


Рис. 1. Схема расположения профиля отбора проб на массиве Денежкин Камень.

Наиболее интересной с точки зрения тектоники является зона контакта пироксенитов и габбро, так называемый «горячий шов». Объектом настоящего изучения являются образцы горных пород полосы в несколько километров, включающей в себя «горячий шов». Предполагается, что породы деформировались в твердопластическом состоянии. При деформировании пачки пород дунит-пироксенит-габбро (с математической точки зрения – два полупространства с пироксенитовым тонким слоем между ними) на контакте пироксенит-габбро, например, возникает уединенная волна (солитон гофрировки). Фронт этого солитона многократно перемещается вдоль границы пироксенит-габбро, т.е. в зоне современного «горячего шва». В этом случае развивается достаточно широкий участок пластического течения. Для протекания пластической деформации необходимо движение дислокаций. Рассмотрим процессы, приводящие к торможению дислокаций, а, следовательно, и к упрочению деформируемого материала. Наиболее полно такого рода исследования проведены на упорядоченных сплавах. Причиной деформационного упрочения является возрастание плотности дислокаций в деформируемом материале. Плотность дислокаций может быть определена различными прямыми и косвенными методами: прямыми электронномикроскопическими наблюдениями на тонких шлифах, измерением магнитных и магнитоакустических свойств (эффект Баркгаузена) горных пород в процессе деформации или при перемагничивании. Коэффициент упрочения $\theta = d\tau/da$ величина, используемая для характеристики интенсивности деформационного упрочения, может быть представлен в следующем виде [4]:

$$\vartheta = \frac{d\tau}{d\rho} \frac{d\rho}{da}, \quad (6)$$

где τ - сопротивление движению дислокаций, ρ - плотность дислокаций, α - деформация.

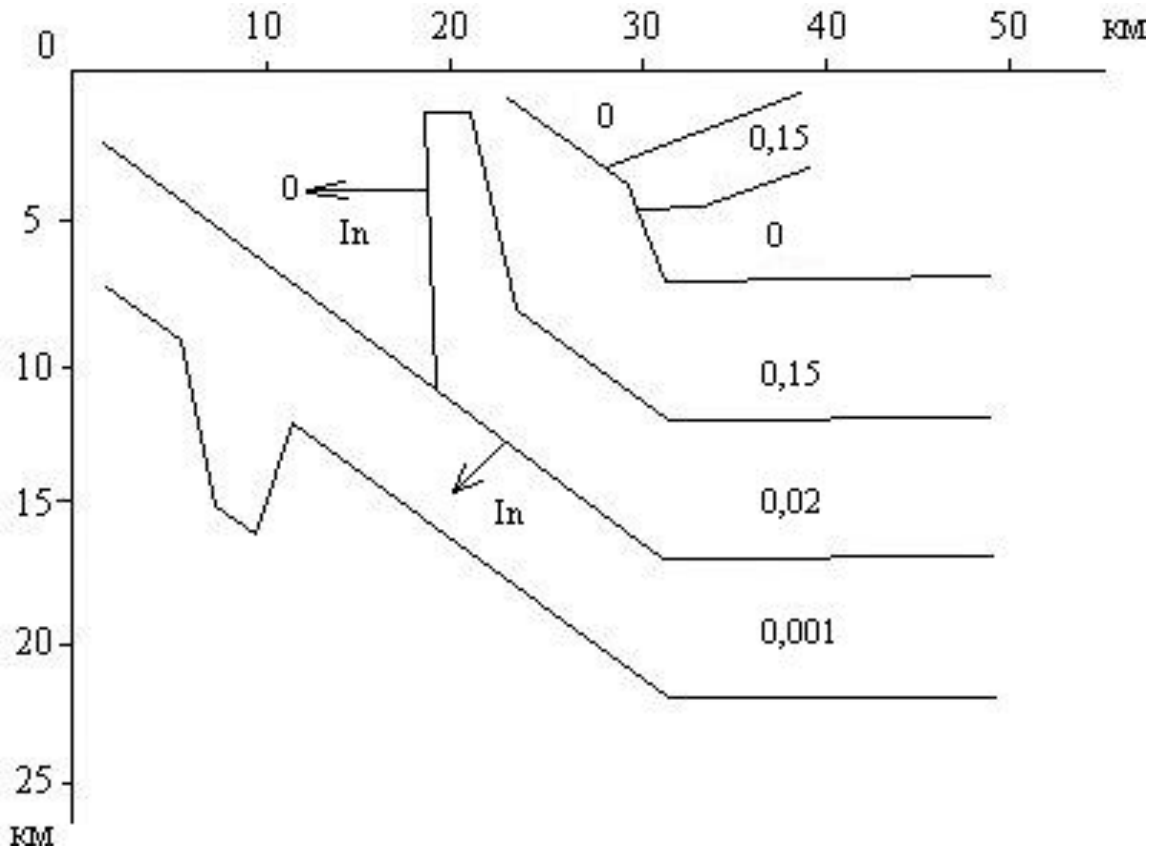


Рис.2. Генерализованный магнитный разрез земной коры

ля существующих теорий деформационного упрочения общим является использование соотношения между сопротивлением движению дислокаций τ и плотностью дислокаций ρ :

$$\tau = \alpha G b \rho^{1/2}. \quad (7)$$

Заметим, что в магнетизме величина коэрцитивной силы H_c также пропорциональна $\rho^{1/2}$. Таким образом, величину упрочения исследуемого материала можно определять по изменению значения его коэрцитивной силы, если мы имеем дело с ферромагнетиком. Значение коэрцитивной силы определяется по максимуму магнитоакустической эмиссии в процессе перемагничивания образца. Увеличение сопротивления движению дислокаций в процессе деформации обусловлено совместным действием многих дислокационных механизмов. Суммарный результат в случае механизмов, приводящих к появлению стопоров, сильно различающихся по прочности, может быть получен сложением τ_k , т.е.

$$\tau = \sum_k \tau_k = G b \rho^{1/2} \sum_k \alpha_k \quad (8)$$

Таким образом, для процесса увеличения сопротивления движению дислокаций характерен принцип аддитивности сопротивления. Существование принципа аддитивности доказано и для магнитоакустического эффекта Баркгаузена. Следовательно, изменение величины упрочения исследуемого ферромагнитного материала может фиксироваться появлением на кривой магнитоакустической эмиссии дополнительного экстремума, расположенного в области высоких перемагничивающих полей. Известно, что при наложении внешнего магнитного поля ферромагнетик будет намагничиваться, причем на первой стадии намагничивание будет осуществляться за счет смещения междоменных границ. Пусть при

изменении намагниченности от I_1 до I_2 при смещении границы от x_1 до x_2 происходит n скачков Баркгаузена. Так как каждый скачок Баркгаузена происходит на некотором скоплении дислокаций, то при обратном движении от x_2 до x_1 должно произойти такое же количество скачков обратного направления. Максимальному количеству скачков соответствует значение коэрцитивной силы H_c . Исследования магнитоакустического эффекта Баркгаузена на образцах, отобранных на субширотном профиле, пересекающем зону «горячего шва» массива Денежкин Камень показали, что для подавляющего большинства образцов характерна моноэкстремальная кривая магнитоакустической эмиссии. Лишь для пород западного контактного блока (образец 25014, например) зарегистрировано бимодальное распределение магнитоакустической эмиссии (рис. 3). Следовательно, в матрице габбро под действием пластического деформирования прошли процессы упрочнения горной породы. При пластическом течении одновременно с изменением коэрцитивной силы H_c уменьшается и индуктивная намагниченность горной породы χ . Таким образом, поскольку $H_c \sim \sqrt{\rho}$, а вблизи «горячего шва» уменьшается χ , то можно утверждать, что происходило упрочнение массива.

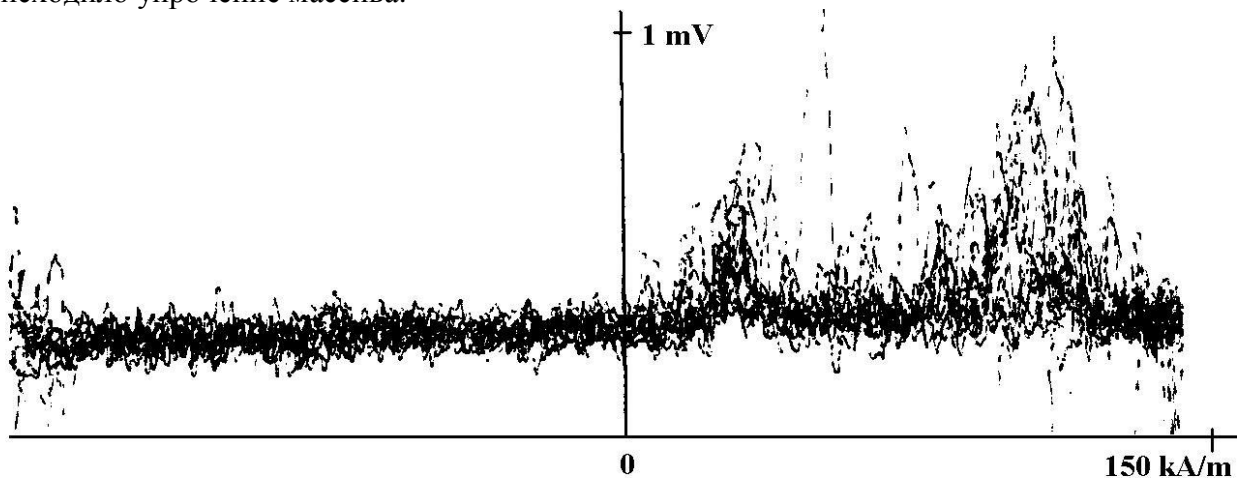


Рис. 3. Магнитоакустическая эмиссия образца 25014

Подобный тип магнитного разреза наблюдается как для гипербазитового массива Кумба, так и (двигаясь к югу) для массивов Кытлым, Качканарский и т.д. Следовательно, можно ожидать и подобный тип деформирования пачек ультрамафитов. Это предположение подтверждается результатами исследований направления оптических осей оливинов (метод Зандера-Шмидта). Так, для Качканарского массива в западной его части из анализа оптических наблюдений следует, что течение дунитов было субвертикальным, что не противоречит генерализованной магнитной модели.

Исследования выполнены в рамках проекта 12-П-15-2019 Уральского Отделения РАН.

Список литературы

1. Мартышко П.С., Ванисова Т.В. О решении трехмерной обратной задачи магниторазведки с учетом размагничивания в «линейной постановке» // Теория и практика геоэлектрических исследований. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 162-169.
2. Страхов В.Н. К теории метода искусственного подмагничивания // Известия АН СССР, физика Земли. 1977. №7. С. 3-18.
3. Блох Ю.И. Низкочастотная индуктивная электроразведка при поисках и разведке магнитных руд. М.: Недра, 1986. 128 с.
4. Попов Л.Е., Конева Н.А., Терещенко И.В. Деформационное упрочнение упорядоченных сплавов. Москва. Металлургия. 1979. С 5-22.

УДК: 550.361

МОДЕЛИРОВАНИЕ СВОБОДНОЙ ТЕПЛОВОЙ КОНВЕКЦИИ В БУРОВЫХ СКВАЖИНАХ

М.Г. Миндубаев, Д.Ю. Демежко

mansur_mg@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

We present results of 3D numerical modeling of free thermal convection in liquid filled square pipe, which simulated a borehole. It is shown that convective currents form a system of upward and downward spiral jets, concentrated in the central part of the channel, and a number of smaller gyres near the walls. The spatial structure of currents and temperature perturbations are permanently changing, which leads to temperature variations over a wide temporal range. Obtained results are in good agreement with the experimental data.

При проведении геотермических исследований в вертикальных буровых скважинах геофизики нередко сталкиваются с термическими эффектами, обусловленными свободной тепловой конвекцией. Термические эффекты наблюдаются во многих скважинах, где существует положительный температурный градиент [1]. Эти эффекты могут быть обусловлены как свободной конвекцией в пористой среде, вскрытой скважиной [2], так и конвекцией в скважинной жидкости. Вызываемые внутрискважинной конвекцией сравнительно небольшие – отклонения температуры флюида от невозмущенной температуры горных пород ограничивают точность измерений и, с этой точки зрения, являются очевидной помехой. Наличие конвективного «шума» лимитирует минимальную длину интервала оценки геотермических градиентов, что существенно снижает разрешающую способность выделения теплофизических неоднородностей горных пород. Проблема учета или подавления конвективного «шума» особенно важна при проведении скважинного температурного мониторинга в сейсмоактивных районах, когда исследуются достаточно слабые температурные сигналы, связанные с деформационными процессами [3,4]. Нашими предыдущими исследованиями в скважине kun-1 (о. Кунашир) было показано, что конвективная компонента температурных вариаций имеет периоды в диапазоне от десятков минут до суток [4].

Трудности в экспериментальном исследовании структуры течений флюида в буровых скважинах, вызванных свободной тепловой конвекцией, делают актуальным использование прямого численного моделирования 3D моделей конвекции [5]. В настоящей работе на основе теоретических предельных соотношений и результатов численного моделирования конвекции в вертикальных каналах квадратного сечения анализируются температурные эффекты свободной тепловой конвекции.

Численные исследования проводились при $Ra=1500$, что примерно в 10 раз превышает критическое число Рэлея для бесконечного цилиндра квадратного сечения $Ra_{cr}=152.2$; $Pr=8$ и аспектном отношении $\lambda_z=40$. При таких значениях числа Рэлея конвекция является нестационарной. Характерное пространственное распределение отклонений температуры δT от ее невозмущенного значения, определяемого геотермическим градиентом, и вертикальной компоненты скорости u_z представлено на рис.1. Как видно из рисунка свободная конвекция в вертикальном канале представляет собой систему восходящих и нисходящих струй в отличие от конвекции в вертикальной щели, где имеется система горизонтальных валов разного направления вращения [6]. При численном моделировании свободной конвекции вместо бесконечного вертикального цилиндра мы вынуждены рассматривать канал конечной высоты, где на характер течений оказывает влияние наличие горизонтальных верхней и нижней границ. Около верхней границы в середине канала наблюдается теплая восходящая струя с близким к равновесному

распределением температуры флюида с $\delta T > 0$, а по краям нисходящее течение охлаждённого флюида с $\delta T < 0$. На нижней границе наблюдается противоположная картина. В середине канала имеем две взаимно скрученные струи восходящего и нисходящего течений. Предположительно, что именно такая пространственная картина течений характерна для основного объёма «бесконечного» канала.

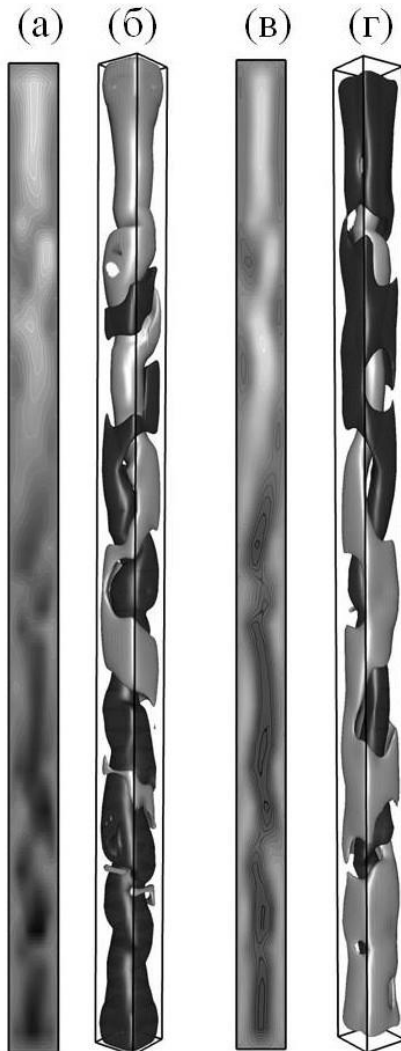


Рис.1

Рис.1 Изолинии отклонений температуры δT (а) и вертикальной компоненты скорости u_z (в) в вертикальном сечении на середине слоя. $\delta T > 0$ и $u_z > 0$ (светлый тон), $\delta T < 0$ и $u_z < 0$ (тёмный тон). **Изоповерхности** δT и u_z соответственно (б) и (г). Восходящие потоки выделены светлым тоном, нисходящие – тёмным.

Рис.2. Амплитудные спектры температурных колебаний. Модельный численный пример (а). Кривые (1) и (3) вблизи стенок. Кривая (2) в середине канала. Экспериментальные данные на скважине Kun-1(б) на глубине 240м (1) и 260м (2).

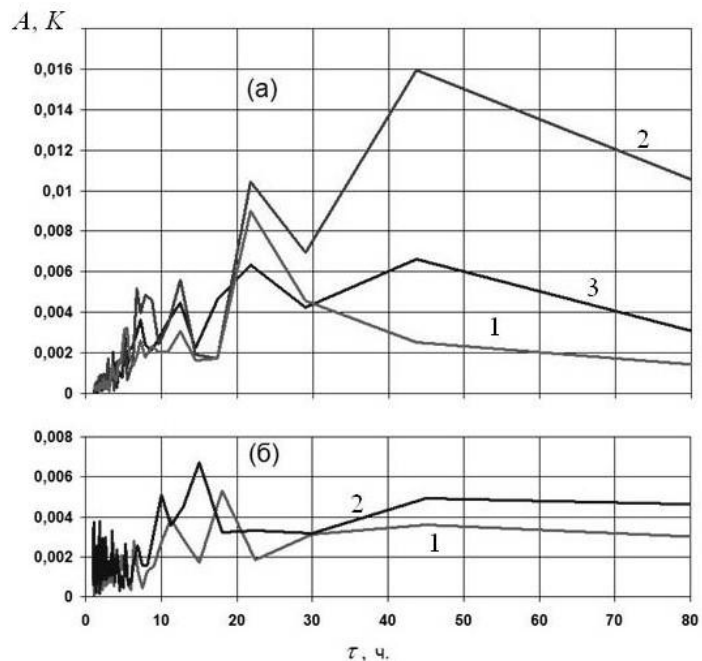


Рис.2

Численные результаты получены для безразмерных значений времени и длины. Для того чтобы сопоставить результаты численного моделирования с экспериментальными данными, необходимо взять реальные значения радиуса скважины и температуропроводности воды. Возьмем за радиус $r=0.089\text{м}$ и температуропроводность $a=1.45 \cdot 10^{-7}\text{м}^2/\text{с}$. Эти параметры соответствуют условиям температурного мониторинга в скважине Kun-1 на о. Кунашир [4].

На рис.2 представлены результаты Фурье-анализа температурных вариаций, полученных с помощью численного моделирования (а) и эксперимента (б). В реальных скважинах, имеющих небольшое отклонение от вертикали, датчики всегда располагаются около стенки. Поэтому экспериментальные данные уместно сравнивать с модельными, соответствующими течениям вблизи стенок канала (1 и 3 кривые на рис.2а). Сопоставляя графики амплитудных спектров (2а и 2б) можно отметить, что в экспериментальных данных высоким частотам соответствуют более высокие амплитуды колебаний, по сравнению с модельным примером. Это объясняется тем, что в рассматриваемой скважине число Рэлея более чем на порядок

выше значения, использованного в модели. При этом в обоих примерах заметно присутствие периодов порядка нескольких часов. Амплитуды колебаний при низких частотах сопоставимы: 0.004-0.008K. Несмотря на очевидное отличие использованного в нашей модели канала квадратного сечения от круглого, эти условия все же ближе к реальной скважине, чем ранее рассмотренная вертикальная щель.

Литература

1. Diment W.H., Urban Th.C. A simple method for detecting anomalous fluid motions in boreholes from continuous temperature logs.// GRC Trans. 1983. V.7. P.485–490.
2. Хачай Ю.В., Миндубаев М.Г. О влиянии свободной тепловой конвекции в 3-D структуре пористой среды на экспериментальные оценки геотермического потока.//Мониторинг. Наука и технологии. 2012. № 3(12).С.
3. Cermak V., Safanda J., Kresl M. Intra-hole fluid convection: High-resolution temperature time monitoring.//Journal of Hydrology. 2008a.V. 348.P. 464– 479.
4. Демежко Д. Ю., Юрков А. К., Уткин В. И., Щапов В. А. Температурные изменения в скважине Kun-1 (о. Кунашир), вызванные землетрясением Тохоку (11.03.2011 г., $M = 9.0$) // Доклады академии наук, 2012.Т.445,№2, с. 200-204.
5. Миндубаев М.Г., Демежко Д.Ю. Свободная тепловая конвекция в буровых скважинах: численное моделирование и экспериментальные данные.//Мониторинг. Наука и технологии. 2012. №4(13). С.12-18.
6. Cermak, V., Safanda, J., Bodri, L. Precise temperature monitoring in boreholes: Evidence for oscillatory convection? Part II. Experiments and field data. //Int. J. Earth Sci., 2007b.doi:10-1007/s00531-007-0250-7.

**ФУНКЦИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ
ПРИ РЕШЕНИИ ТРЕХМЕРНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИРАЗВЕДКИ**

Мичурин А.В.

ami.perm@mail.ru

Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

Annotation. The algorithm permitting the construction of the localization function is suggested in this article. The localization function describes probability of the presence of the anomalous object in the elementary volume of geological space and its calculations as the result of the set of feasible solutions of 3D inverse gravity problems. Abilities of this algorithm are illustrated by results of computing experiments.

В 2009 г. в Горном институте УрО РАН впервые было выполнено решение монтажным методом трехмерной обратной задачи гравirazведки, где аномалиеобразующие объекты «собираются» из достаточно малых 3D элементов (кубов) [4]. При этом на каждом шаге итерационного процесса наращивание ядра искомой конфигурации осуществляется за счет одного элемента, который обеспечивает наименьшую среднеквадратическую невязку наблюдаемого и модельного полей. По мере увеличения объема моделируемого источника уменьшается его эффективная плотность. Критерием завершения итерационного процесса является достижение источником априорно заданной величины избыточной плотности. Тогда же были проведены исследования алгоритма на модельных и практических примерах и установлена возможность применения разработанного алгоритма для решения нелинейной обратной задачи гравirazведки «рудного» типа.

Известно, что обратная задача гравirazведки не имеет единственного решения: одному и тому же наблюдаемому гравитационному полю могут отвечать различные аномалиеобразующие объекты. Совпадение наблюдаемого и модельного полей в пределах точности съемки, достигнутое после выполнения интерпретации, только доказывает, что построенный вариант решения не противоречит фактическим данным. Для объективной оценки достоверности количественной интерпретации нужно рассматривать не одно решение обратной задачи гравirazведки, а все множество этих решений (которое в общем случае является бесконечным), либо репрезентативную выборку таких решений. Множество пересечений возможных решений D_2 будет давать фрагмент, гарантировано принадлежащий возмущающему объекту. Объединение этих решений позволяет оконтурить область пространства D_1 , в котором может содержаться искомый объект (а за пределами этой области объекта никогда не будет). Соотношение размеров множеств D_1 и D_2 является метрикой, характеризующей качество решения обратной задачи гравirazведки, согласованной с целевой задачей интерпретации. Это направление было впервые предложено и развито в работах П.И. Балка, получило название *гарантированного подхода* к оценке качества решения обратной задачи гравirazведки [1].

Предлагается алгоритм, являющийся модификацией гарантированного подхода, в котором строится репрезентативное множество N решений обратной задачи гравirazведки, затем объединяющихся между собой в виде пространственно-координированной функции локализации v^* , характеризующей оценку вероятности P присутствия аномалиеобразующего объекта в элементарном объеме геологической среды, полученную в результате N равновозможных исходов эксперимента [3]. Очевидно, что в пределах области с нулевыми значениями функции $v^*=0$ аномалиеобразующие массы будут отсутствовать ($P=0\%$), а область значений $v^*=1$ представляет собой фрагмент геологической среды, гарантировано принадлежащий возмущающему объекту ($P=100\%$).

Апробация алгоритма на модельных примерах позволила установить следующие результаты:

- задание малого порогового значения невязки полей (соответствующее низкому уровню помех в измерениях) позволяет оконтурить область D_2 , гарантированно

принадлежащую аномалиеобразующему объекту и область D1, в пределах которой может содержаться объект;

- при высоких значениях пороговых значений невязки, элементы, гарантированно принадлежащие аномалиеобразующему объекту, отсутствуют, но, области геологического пространства, обладающие значениями функции локализации $v^* \geq 0.3$, практически полностью отвечают изучаемой геоплотностной неоднородности. Эта ситуация весьма характерна для практических задач, когда объект неоднороден по своему плотностному составу и не имеет резких границ с вмещающей средой.

- с увеличением уровня помех в «наблюденном» поле устойчиво уменьшается среднее значение функции локализации в пределах модельного объекта;

- рост уровня помех в «наблюденном» поле приводит к значительному увеличению размеров области, в пределах которой может содержаться аномалиеобразующий объект (т.е. к повышению неоднозначности решения обратной задачи);

- экспериментально установлено, что 300-500 частных решений обратной задачи гравиразведки, выполненных при различных начальных центрах кристаллизации, вполне обеспечивают построение функции локализации. Дальнейшее увеличение количества частных решений не приводит к заметным изменениям v^* в пределах объекта исследования и его окрестностях.

При решении практических задач возникает проблема учета регионального фона, ввиду отсутствия у интерпретатора информации о плотности вмещающих пород и наличии сторонних и глубинных масс в геологической среде. Достоинством предлагаемого алгоритма является реализация процедуры «фон-подбор», позволяющей учитывать низкочастотную составляющую поля при решении обратной задачи гравиразведки [2]. Эта составляющая (фон) аппроксимируется алгебраическими полиномами различного порядка. На модельных примерах подтверждена целесообразность определения регионального фона на каждом шаге итерационного процесса. Непосредственное снятие фона до начала решения обратной задачи дает заметно худшие результаты.

В качестве практического примера применения разработанного алгоритма использовались материалы площадной гравиметрической съемки масштаба 1:50 000 выполненной с целью поиска хромитового оруденения. По петрофизическим данным на участке работ избыточная плотность пород интрузивного комплекса, предположительно вмещающего хромитовое оруденение, составляет 0.25 г/см^3 . В результате 300 частных решений обратной задачи гравиразведки построена функция локализации (рис.1).

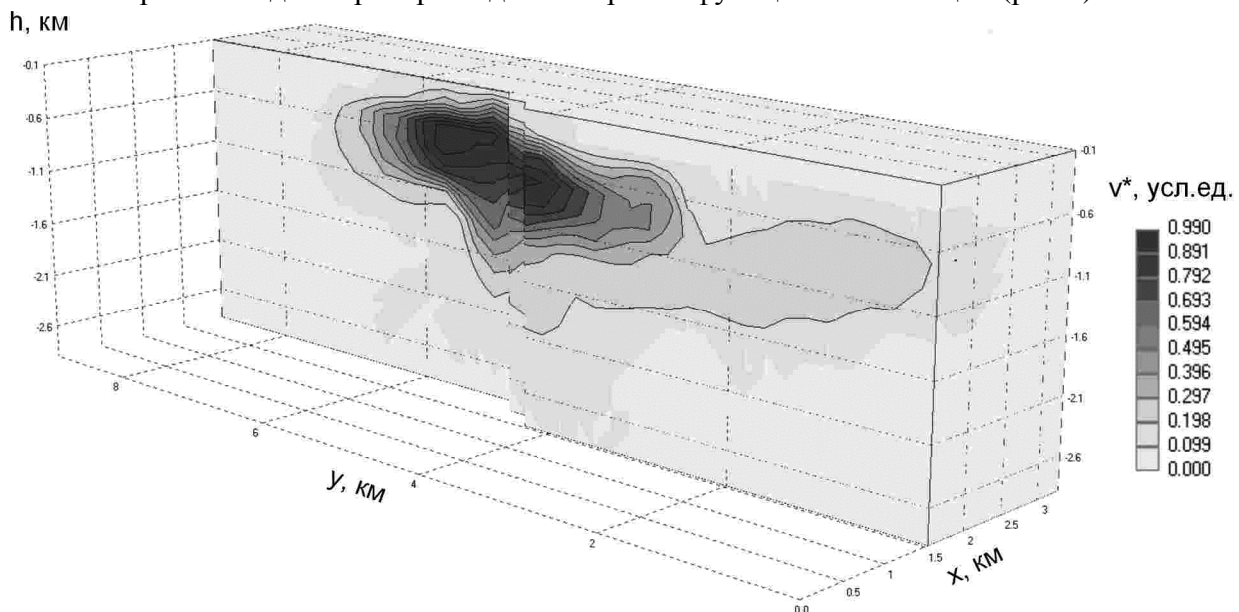


Рис.1. Блок-диаграмма функции локализации на Сарановском месторождении хромитов

Отмечается наличие двух областей повышенных значений v^* в центральной и северо-восточной частях площади исследований. В южной части площади наблюдается обширная область, характеризующаяся сравнительно невысокими значениями функции локализации.

Из рисунка 1 видно, что наиболее вероятное положение верхней кромки интрузивного объекта находится в интервале глубин 150 – 350 метров. Пространственное распределение трехмерной функции локализации согласуется с ранее полученными результатами гравитационного моделирования, выполненного на исследуемом участке по серии профилей с использованием системы Oasis montaj (фирма GeoSoft, Канада).

Взросшие вычислительные возможности компьютеров позволяют решать принципиально новые интерпретационные задачи гравиразведки, что приводит к повышению качества получаемых геологических результатов. Существующая техническая возможность многократного решения 3D обратных задач гравиразведки позволяет построить распределение функции локализации в пространстве и тем самым приближенно охарактеризовать вероятность обнаружения аномалиеобразующего объекта в элементарных объемах геологической среды. Выполнение интерпретационных построений с применением функции локализации, может существенно повысить вероятность вскрытия искомых аномалиеобразующих объектов в заданных интервалах глубин поисковыми и разведочными скважинами, рекомендованными по гравиметрическим данным.

Представленный в статье алгоритм в дальнейшем планируется реализовать для более сложных распределений масс, т.е. на присутствие в моделируемом разрезе нескольких геоплотностных неоднородностей и серии субгоризонтальных границ. Функцию локализации можно применить также и для комплексной интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12-05-00414-а, 12-05-31138-мол-а). Авторы выражают глубокую благодарность доктору физико-математических наук А.С. Долгалю и доктору физико-математических наук П.И. Балку, идеи которых развиваются в данной статье.

Литература

1. Балк П.И. Локализация геологических объектов по данным гравиразведки при неполной информации о плотности горных пород / П.И.Балк, А.С.Долгаль, Л.А.Христенко // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 5. - С. 686-690.
2. Булах Е.Г. Прямые и обратные задачи гравиметрии и магнитометрии. Математические методы геологической интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных. Киев: Наук. думка, 2010. – 464 с.а
3. Долгаль А.С. Новые постановки обратных задач геофизики и методы их решения / А.С. Долгаль //Стратегия и процессы освоения георесурсов. Сборник научных трудов. Вып. 9. Пермь: Ги УрО РАН, 2011. - С. 120-123.
4. Долгаль А.С, Балк П.И, Деменев А.Г, Мичурин А.В, Новикова П.Н, Рашидов В.А, Христенко Л.А, Шархимуллин А.Ф. Использование метода конечных элементов при интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки. // Вестник КРАУНЦ. 2012. № 1 (19). С. 108-126.

УДК 550.311

**К ВОПРОСУ ИДЕНТИФИКАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ,
ПРОИЗОШЕДШЕГО 28.03.2013 НА ТЕРРИТОРИИ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ**

А.Н. Морозов^{1,2}, MorozovAlexey@yandex.ru

Е.В. Иванова^{1,2}, kredalamber@yandex.ru

В.Э. Асминг³, asmingve@mail.ru

¹*Сектор сейсмического мониторинга севера Русской плиты ГС РАН, г. Архангельск, Россия*

²*Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, Россия*

³*Кольский филиал Геофизической службы РАН, г. Апатиты, Россия*

Сейсмические станции на платформенных территориях регистрируют в основном проявления естественной сейсмичности с сейсмоактивных зон земного шара, т.е. удаленные сейсмические события. Проявления локальной естественной сейсмичности на таких территориях слабы и относительно редки, и на записях зачастую маскируются проявлениями локальной сейсмичности техногенной и антропогенной природы, а также фоновыми микросейсмами. Тем не менее, они дают ценные сведения о современной сейсмической активности исследуемой территории, и потому нуждаются в тщательном анализе и идентификации.

В настоящее время исследователями накоплен большой опыт по созданию критериев идентификации природы сейсмических событий. Однако большинство критериев не могут дать однозначного результата; их эффективность сильно зависит от геологических условий в пункте установки сейсмической станции и на пути распространения сейсмических волн, от особенностей источников и пр. Поэтому, обычно для каждой конкретной сейсмической станции или сети на основе накопленных данных по известным техногенным и тектоническим событиям подбирают (или создают) свою совокупность критериев идентификации.

Для Архангельской сейсмической сети была сделана попытка подобрать совокупность критериев на основе опыта, накопленного сотрудниками Кольского филиала ГС РАН (г. Апатиты). Были взяты за основу критерии и программное обеспечение, применяемые в Кольском филиале ГС РАН [1]. Анализ записей промышленных взрывов по записям "опорной" станции, в нашем случае это была основная широкополосная станция сети "Климовская" (код в сети KLM), позволил выяснить значения параметров по каждому критерию, характерные для промышленных взрывов. В результате, задача идентификации для Архангельской сейсмической сети может решаться путем анализа сейсмического события неизвестной природы по записям станции KLM относительно следующих критериев:

- наличие или отсутствие карьера в районе, куда падает эпицентр события (события, произошедшие в пределах карьеров, с большей вероятностью могут быть квалифицированы как взрывы);

- время (UTC) и день недели (для каждого карьера Архангельской области были проанализированы времена и дни недели производства взрывных работ);

- значение магнитуды M_I (значения M_I для взрывов из карьеров Архангельской области не превышают 2.8);

- отношение средних амплитуд волн P и S (если значение параметра меньше 0.3, то это может свидетельствовать в пользу того, что сейсмическое событие является землетрясением);

- характер изменения спектра во времени. Сотрудниками Кольского филиала ГС РАН было замечено, что некоторые типы взрывов можно легко распознать по "полосам" на сонограммах. Наличие этих "полос" означает, что для данных взрывов спектральная плотность меняется во времени медленнее, чем для землетрясений (или взрывов другой природы). Количественная мера такого свойства спектра была реализована в программе Spec [2]. Для этого строятся средние корреляции спектров $A(t)$ и рассчитанные по ним линейные

регрессии в форме $A(t)=a+bt$. В работе [2] был сделан вывод, что для сравнения событий по $A(t)$ достаточно сравнивать не сами кривые, а рассчитанные по ним линейные регрессии. Наиболее информативным представляется параметр “а”. Высокие значения параметра линейной регрессии, вычисленные для средней корреляции спектров $A(t)$, свидетельствуют об искусственном происхождении сейсмического события;

- сравнение обобщенных огибающих записей промышленных взрывов и анализируемого события. Обобщенные огибающие строятся путем определенного преобразования исходной волновой формы [1,2] и приводятся к условным единицам измерения для возможности их сравнения [2].

Результаты этих исследований по решению задачи идентификации были в полной мере востребованы, когда 28.03.2013 года в Архангельской области было зарегистрировано сейсмическое событие неизвестной природы с магнитудой около 3.0. Оно было зарегистрировано практически всеми сейсмическими станциями Архангельской сети, а также станциями соседних сетей и сопредельных территорий – Республик Коми и Карелии, Мурманской и Свердловской областей, Финляндии и Норвегии. Согласно данным обработки Сейсмологического центра Института экологических проблем Севера УрО РАН, координаты события 64.00 с.ш. и 41.39 в.д., глубина 1 км, время в очаге 07:02:14.7 UTC, магнитуда $M_L=3.1$. Проведенный анализ по изложенным выше критериям идентификации показал следующее.

Наличие или отсутствие карьера в районе, куда падает эпицентр события. В районе с координатами эпицентра нет известных и действующих на данный момент времени промышленных карьеров. Ближайшие карьеры “КГК-ГнауфГипс”, “Савинский Цементный Завод” и “СОБР” располагаются на расстоянии от 60 км. Это может свидетельствовать в пользу тектонической природы анализируемого сейсмического события.

Значение магнитуды M_l и время и день недели. За весь период функционирования Архангельской сейсмической сети (с 2003 года) из карьеров Архангельской области регистрировались взрывы с магнитудами M_l от 1.7 до 2.8. Таким образом, по этому критерию можно также говорить о тектонической природе анализируемого сейсмического события. Время и день недели могут соответствовать взрывным работам в нескольких карьерах на сопредельных территориях, но координаты эпицентра исключают этот признак из рассмотрения.

Отношение средних амплитуд волн P и S. Отношение средних амплитуд волн P/S строилось в программе PSRatio [3]. На графиках (рис. 1) отображались значения параметра P/S сейсмического события 28.03.2013 г. вместе с аналогичными параметрами промышленных взрывов из ближайших к эпицентру промышленных карьеров Архангельской области “Савинский ЦЗ” и “СОБР”, а также с одним ближайшим от станции KLM карьером в республике Карелия. Сравнение наглядно показывает, что для анализируемого сейсмического события значения P/S не попадают в диапазон возможных значений P/S для промышленных взрывов. Это, в свою очередь, свидетельствует о тектонической природе сейсмического события.

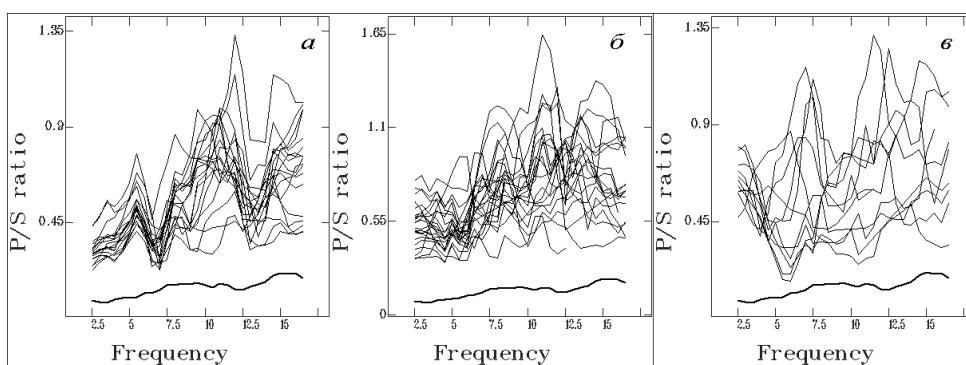


Рисунок 1 – Сравнение отношений средних амплитуд волн P и S сейсмического события 28.03.13 (жирная линия) и промышленных взрывов (тонкая линия) из карьеров: а – Карелии; б – “СОБР”; в – “Савинский ЦЗ”

Характер изменение спектра во времени. В программе Spec [2] были построены средние корреляции спектров $A(t)$ и рассчитанные по ним линейные регрессии для анализируемого сейсмического события и промышленных взрывов из промышленных карьеров “Савинский ЦЗ”, “СОБР” и республики Карелии (рис. 2).

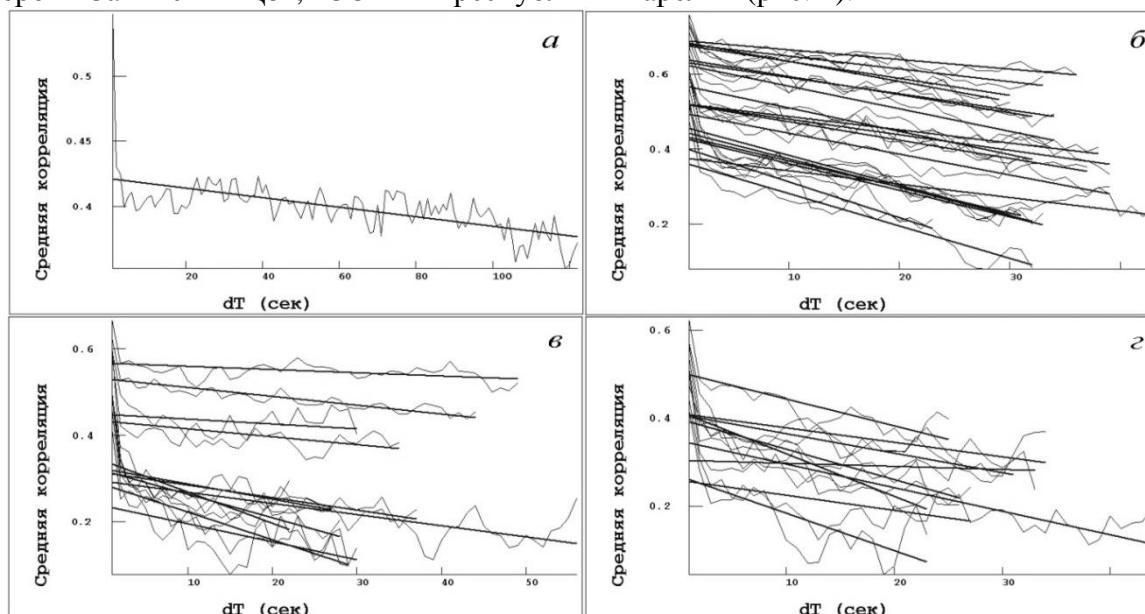


Рисунок 2 – Поведение функции $A(t)$ и вычисленная по ним линейная регрессия для сейсмического события 28.03.13 (а) и промышленных взрывов из карьеров: б – Карелии; в – “СОБР”; г – “Савинский ЦЗ”

Из полученных результатов следует, что значение параметра “а” попадает в диапазон возможных значений этого параметра для промышленных взрывов. Это может свидетельствовать в пользу техногенной природы сейсмического события.

Сравнение обобщенных огибающих записей. Были построены в программе Maker [2] обобщенные амплитудные огибающие для наиболее характерных взрывов из карьеров “СОБР” и “Савинский ЦЗ” и сейсмического события 28.03.2013 (рис. 3). В программе Comparer [2] были рассчитаны коэффициенты корреляции полученных кривых, которые оказались меньше 0.75, что говорит об их существенном различии.

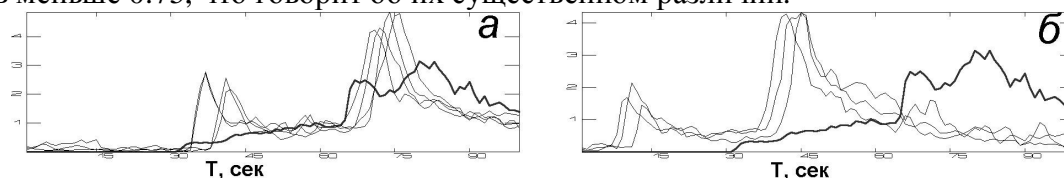


Рисунок 3 – Сравнение обобщенных огибающих для сейсмического события 28.03.13 (жирная линия) и промышленных взрывов (тонкая линия) из карьеров: а – “СОБР”; б – “Савинский ЦЗ”

Таким образом, по результатам проведенного исследования с большой долей вероятности можно говорить о тектонической природе сейсмического события, зарегистрированного в Архангельской области 28.03.2013г., и рассматривать его как землетрясение. Однако говорить об этом однозначно не позволяет как решение по одному из критериев, так и отсутствие опыта регистрации техногенных сейсмических событий, не связанных со взрывами из промышленных карьеров.

Литература

1. Кольский филиал Геофизической службы РАН. О различии взрывов и землетрясений [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://krsc.ru/defds.htm>.
2. Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А. Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающих территориях в XX веке. /Отв. ред. А.Н. Виноградов. М.: Ваш полиграфический партнер, 2010. 130 с.
3. Asming V.E., Kremenetskaya E.O. Study of applicability of P/S ratio criterion for discrimination of regional earthquakes and explosions in North-Western area, Observed Characteristics of Regional Seismic Phases and Implications for P/S Discrimination in the European Arctic. Pure appl. geophys. 159 (2002)

УДК 550.8.05(470.324)

**МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ОСАДОЧНОГО
ЧЕХЛА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ЕГО
ОБРАМЛЕНИЯ**

О.М. Муравина

muravina@geol.vsu.ru

Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия

Abstract. *The article deals with the methods of creation petrophysical model of the sedimentary cover of the Voronezh crystalline massiv (VCM) and its framing. As the materials we used the results of measurements of the physical properties of the rock core wells drilled on the territory of the VCM and its framing presented more than 90000 petrophysical definitions petrophysical properties of rocks of the core. The petrophysical model have been formed with the spatial database of petrophysical information, which in addition to the physical properties contains information about the geology and age of the rock samples. All constructions were made in spherical coordinates*

Построение комплексной геофизической модели литосферы Воронежского кристаллического массива (ВКМ) по геофизическим данным основано на принципах комплексного моделирования. Важным аспектом комплексного геофизического изучения среды является решение обратных задач по всем используемым геофизическим методам [2]

Для получения корректных результатов решения обратной задачи нужно по мере возможности учесть эффект верхней части разреза и обрамления в суммарных геофизических полях собственно территории ВКМ. Осадочный чехол в пределах Воронежской антеклизы и прилегающих территорий имеет сложную структуру и неоднороден по составу[4]. Если в пределах ВКМ мощность осадочных отложений сравнительно невелика (50-500м), то в обрамляющих его крупных депрессиях амплитуда погружения фундамента достигает 15- 20 км. Породы осадочного комплекса неоднородны по составу. Кроме того, для территории ВКМ известны достаточно значительные по амплитудам (более 50 метров) локальные выступы кристаллического фундамента, влияние которых, за счет резкого уменьшения мощности осадочного чехла, может проявиться в наблюдаемых аномальных геофизических полях региона[5].

Все вышесказанное определило необходимость построения пространственной петрофизической модели, основанной на реальных данных о физических свойствах пород осадочного чехла изучаемой территории ВКМ и прилегающих районов.

В качестве исходных материалов были использованы сводные фондовые результаты измерений физических свойств пород керна скважин, пробуренных на территории ВКМ и его обрамления, представленные более 90000 петрофизическими определениями различных свойств пород керна почти по 4400 скважинам региона.

Методически работа над созданием петрофизической модели складывалась из создания структурной и атрибутивной частей.

Исходными данными для построения структуры модели осадочного чехла послужили карта рельефа поверхности, сводная карта изопакит по отдельным геологическим ярусам и сводная схема глубины кристаллического фундамента для всего изучаемого региона. На основе этих данных была решена задача согласования известных сведений о мощности осадочного чехла с положением границ кристаллического фундамента по каждой скважине. С этой целью были оценены возможные углы наклона скважин и осуществлена стратификация петрофизических данных, т.е. выполнено согласование глубинного положения геологических границ в осадочном чехле, так чтобы мощности отдельных геологических подразделений в сумме соответствовали мощности всего чехла. Все построения выполнены в сферических координатах.

Основой содержательной (атрибутивной) части модели составила петрофизическая база данных пород осадочного чехла, выделенная из общей пространственной базы данных петрофизической информации средствами ГИС.

Основная сложность в работе с исходными данными заключалась в том, что первоначально результаты петрофизических измерений были привязаны только к номерам скважин и глубинам от их устья безотносительно системы географических координат. Поэтому на первой стадии обработки осуществлялась привязка каждой упомянутой в базе скважины к реальным географическим координатам.

В результате был сформирован ГИС-проект системе ArcView 3.2 «Петрофизическая модель осадочного чехла территории ВКМ и прилегающих областей» Проект представляет собой пространственную базу петрофизической информации, привязанную к географическим координатам [1]. На рис 1 показаны 3D-сечения модели осадочного чехла.

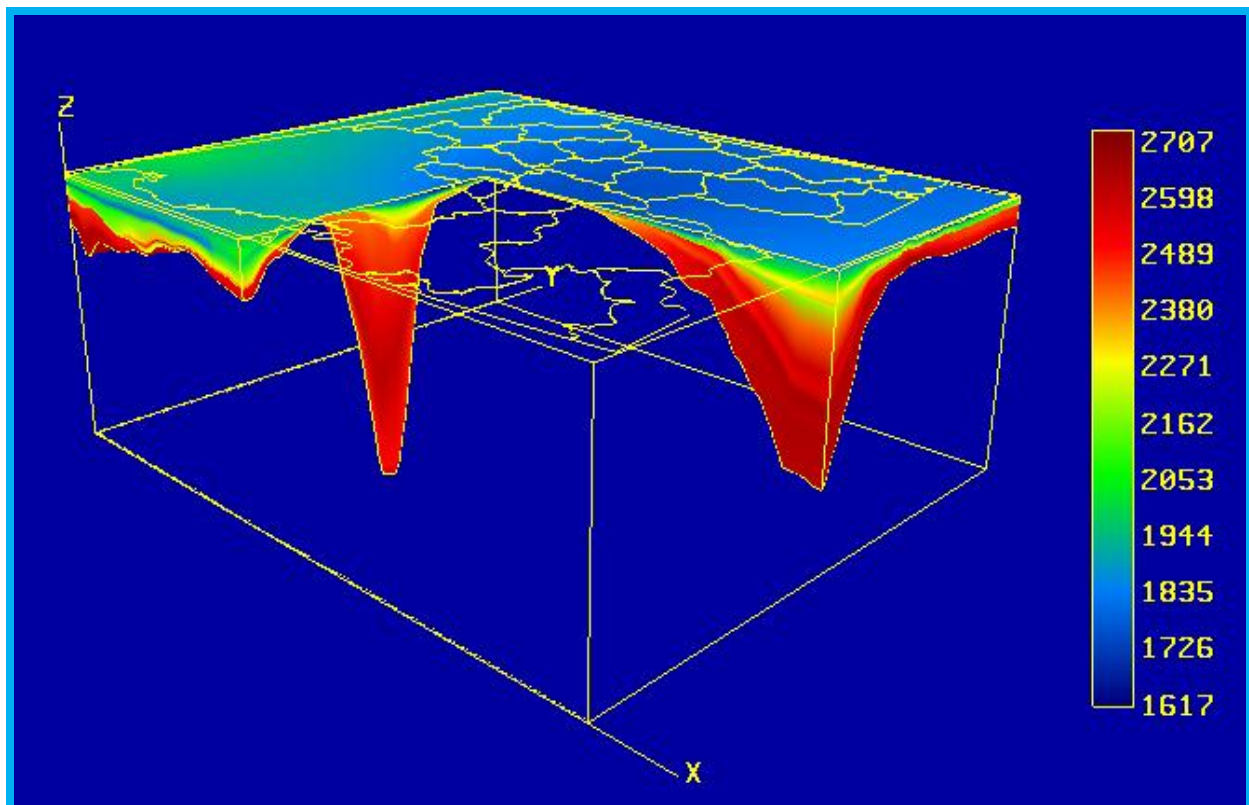


Рис.1. Сечения 3D модели осадочного чехла территории ВКМ и прилегающих областей.

Помимо физических свойств, сформированная база данных содержит необходимые сведения о геологической и возрастной принадлежности образцов пород керна скважин и учитывает глубину положения выделенных геологических комплексов. В базе данных содержатся сведения о плотности, скорости продольных волн, магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, удельном сопротивлении, поляризуемости и радиоактивности пород для образцов керна использованных скважин. Наиболее полно в базе данных представлена плотность горных пород, что позволило сформировать достаточно детальную петроплотностную модель осадочного чехла, в рамках которой была решена прямая трехмерная задача гравиметрии и выполнена оценка гравитационного эффекта осадочного чехла.

Для построения других петрофизических моделей (скоростной, магнитной и др) были использованы, помимо первичных данных, результаты выполненного идентификационный

анализа, позволившего получить уравнения устанавливающие соотношения между различными петрофизическими и геологическими атрибутами.

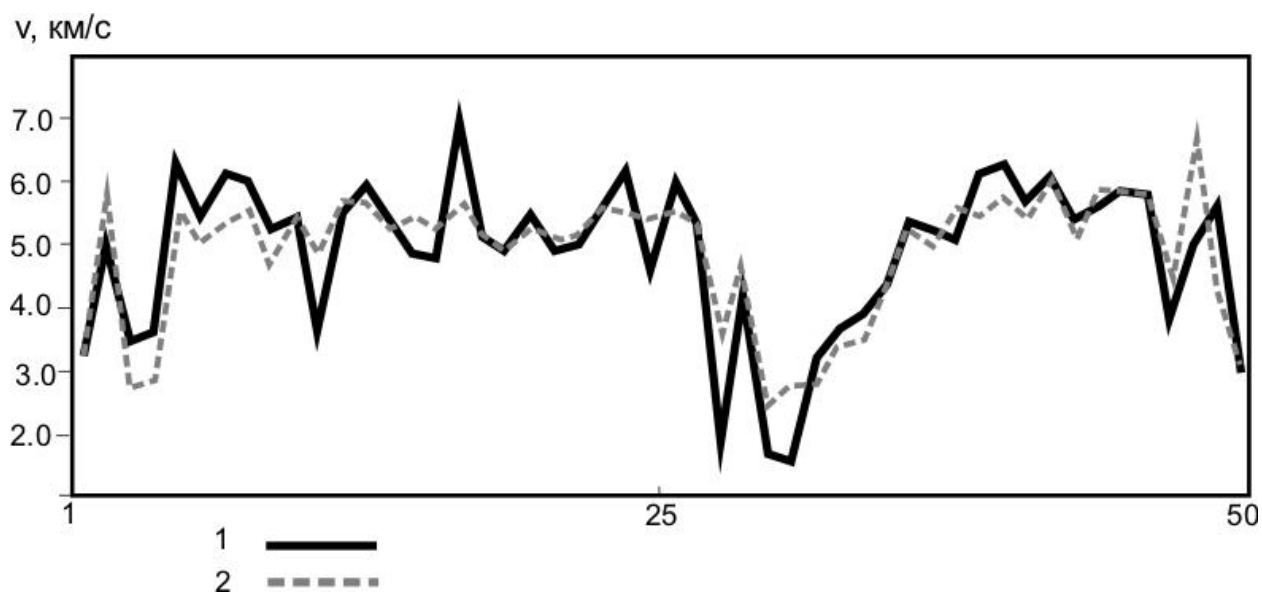


Рис.2 Результаты моделирования скорости распространения упругих волн для образцов юрского возраста: 1- фактические значения скорости распространения упругих волн для образцов керн; 2- модельные значения.

На рис.2 продемонстрированы результаты идентификационного моделирования для 50 образцов пород юрского возраста. Модельное уравнение вида (1) позволяет оценить скорость распространения упругих волн по плотности и глубине отбора образца.

$$Y = a_1 + a_2 Z_1 + a_3 Z_2 + a_4 Z_1 Z_2, \quad (1)$$

где $Z_1 = b_1 + b_2 X_1 + b_3 X_2 + b_4 X_1 X_2$, $Z_2 = c_1 + c_2 X_1 + c_3 X_2 + c_4 X_1 X_2$, Y – скорость распространения продольных упругих волн, X_1 – плотность, X_2 – глубина отбора образца.

Таким образом, идентификационные уравнения можно использовать для того, чтобы частично восполнить недостаток информации переходом от одной петрофизической характеристики к другой [3].

Работа выполнена в рамках научных исследований по грантам РФФИ № 11-05-00110-а и № 11-05-00492-а.

Литература

1. Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Минц М.В., Муравина О.М., Хованский Н.Е. Петроплотностная модель и гравитационный эффект осадочного чехла Воронежского кристаллического массива и его обрамления / Материалы 40-ой сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». – М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 107-112.
2. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии / Апатиты, «КаэМ», 2003. 252 с.
3. Муравина О.М. Метод группового учета аргументов при анализе геофизических данных. – Геофизика. – 2012. – № 6 – С. 16 –20.
4. Физические свойства осадочных пород Восточно-Европейской платформы / Ред.: Н.В. Подоба, М.Л.Озерская. – М.: «Недра», 1975. 280 с.
5. Шевырев Л.Т. О современном рельефе поверхности кристаллического фундамента Воронежской антеклизы // Изв. ВУЗов, сер Геология и разведка, № 11, 1985. С. 12-18.

УДК 550. 837.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЙ МОНИТОРИНГ НА СЕВЕРЕ КИРГИЗИИ: ИСТОРИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

В.А. Мухамадеева

vinera@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, Киргизия

The article presents the stages of development of the network of electromagnetic monitoring on the north of Kyrgyzstan, shows the way (prospects) for its further development.

Тридцать пять лет назад, в 1978 г. специальным постановлением Совета министров СССР было принято решение об усилении исследований в области прогноза землетрясений, которое предусматривало организацию трех экспериментальных полигонов с МГД-установками: в Гарме (Таджикистан), в Ходжабаде (Узбекистан) и во Фрунзе (Киргизия). В 1979 г. Институт высоких температур АН СССР приступил к организации Фрунзенского прогностического полигона (сейчас это Бишкекский геодинамический полигон), создав с этой целью в 30 км к югу от столицы на северном склоне Киргизского хребта Научную станцию РАН.

Применение такого мощного источника тока, как МГД-генератор, способствовало достижению необходимой глубинности при электромагнитных зондированиях: дипольном (ДЭЗ), частотном (ЧЗ), становлением поля в дальней зоне (ЗСД) – до 25 км. Именно в интервале глубин - от 0 до 25 км, а точнее от 5 до 15 км, располагаются гипоцентры землетрясений в пределах Северного Тянь-Шаня. Мощный одиночный импульс МГД-генератора длительностью 10 с позволял получить в течение одного сеанса измерений детальную информацию о глубинном геоэлектрическом разрезе, или иначе, о распределении по глубине основного параметра зондирований - кажущегося удельного электрического сопротивления - ρ_k .

Однако этапу активного использования МГД-установки предшествовали работы методом ВЭЗ (1980-1981 гг.) по изучению строения верхней части геоэлектрического разреза прилегающей к Научной станции территории и детализационные работы с целью выбора места для устройства заземлений питающего диполя, к которому предъявлялись серьезные требования. По результатам работ и проведенных расчетов электрический диполь был проложен в направлении север-юг, имел длину 4200 м и представлял собой закопанный на глубине 1 м изолированный кабель АВВГ общим сечением 1200 мм² с заземляющими решетками на концах, изготовленными из металлических стержней и уложенными на глубине 2 м в глинистых грунтах с удельным электрическим сопротивлением 10 Омм при мощностях слоев соответственно 100 и 70 м. Суммарное электрическое сопротивление диполя составило 0,4 Омм.

В 1982 г. начались режимные наблюдения методом ВЭЗ с целью выяснения наличия связи изменений электрического сопротивления с подготовкой землетрясений (рис. 1а). Наблюдения проводились на 15 пунктах установкой Веннера с 3-мя питающими линиями АВ: 100, 300 и 1000 м и приемными линиями MN соответственно 30, 100 и 300 м. Приемные линии располагались субмеридионально, на базовых станциях применялись осевые и ортогональные установки. В качестве источников питания использовались батареи ГРМЦ-69-6, а на стационарах - работающий от сети блок питания. Измерения проводились с АЭ-72. Следует добавить, что при выборе пунктов сети наблюдений (не только методом ВЭЗ, а впоследствии ЧЗ и ЗСД) учитывалась априорная информация о геологическом, тектоническом, геоэлектрическом строении и сейсмичности района.

Данные по малоглубинным установкам использовались позже для оценки влияния приповерхностных гидрометеорологических и гидрогеологических факторов, а также приповерхностных деформационных процессов на результаты глубинных зондирований. Наблюдения методом ВЭЗ продолжались вплоть до 1988 г: к этому времени осталось 6

стационарных и 2 рядовых пункта у режимных гидрогеологических скважин (для изучения влияния гидрогеологических факторов на изменения ρ_k).

В 1983 г. были начаты дипольные зондирования (ДЭЗ), целью которых, как и в случае с ВЭЗ, было изучение вариаций, связанных с подготовкой землетрясений. В отличие от ВЭЗ, ДЭЗ имели большую глубинность и дальность исследований. По схеме ДЭЗ наблюдения проводились с применением 2-х закрепленных на местности питающих диполей: большого, длиной 4200 м (для удаленных точек наблюдения с разносом до 28 км), ориентированного в направлении север-юг, и малого диполя длиной 620 м (для точек наблюдения в ближней зоне, с разносом до 8 км), расположенного ортогонально к большому.

На первом этапе работ использовалась серийная генераторная станция ЭРС-67. Но вскоре стало понятно, что для решения поставленных задач нужен более мощный источник импульсов. Поэтому к августу 1983 г. на Научной станции была разработана лабораторная электроимпульсная система ЛЭИС-100 с питанием от промышленной ЛЭП. Позже, в июле 1984 г., ее сменила ЛЭИС -300. Сила тока, подаваемая на малый питающий диполь, составляла 100 А, на большой – 300 А. В этом же году в качестве измерительной аппаратуры использовались специально созданные для Научной станции ИВТАН-I и ИВТАН-IM.

В начале наблюдений методом ДЭЗ сеть включала 11 пунктов, в том числе и точки режимных ВЭЗ. В процессе работ из нее исключались как малоинформативные одни пункты и включались другие. К 1987 наблюдения велись по 13 пунктам, из которых 5 были стационарными. В этом же году была задействована новая, разработанная силами Научной станции измерительная аппаратура для стационаров - КИЦ-М и КИЦ-МА для рядовых пунктов измерений, обслуживаемых передвижными станциями на базе автомобиля ЗИЛ-131. Для создания зондирующих знакопеременных импульсов амплитудой 110 А (для малого диполя) и 620-630 А (для большого диполя) использовалась созданная в 1986 году ЭИС-630 - существенно доработанный вариант уже упомянутых ЛЭИС. Длительность импульсов- 5 с.

В конце 1983 г. начались наблюдения методом частотного зондирования (ЧЗ). В классическом варианте которого обычно используются токи, изменяющиеся по гармоническому закону. На Фрунзенском же полигоне были реализованы импульсные частотные зондирования на базе твердотопливных МГД-установок «Прогноз-1» и «Памир-2» («горячие пуски»). Дискретность измерений составляла до 4-х пусков в месяц. Измерения проводились на 3-х стационарных пунктах с использованием аналоговой аппаратуры на базе самописцев Н 336 в диапазоне от 0 до 1 Гц, с августа 1984 г. стал использоваться цифровой измерительный комплекс КИЦ (диапазон измерений до 5 Гц), и наблюдения проводились уже на 5-ти пунктах ЧЗ.

После успешного проведения (с конца 1984 г.) опытно-методических работ с использованием батареи конденсаторов системы начального возбуждения МГД-установки «Прогноз-1» («холодные» пуски), количество «горячих» пусков сократилось до 2 раз в месяц, число станций возросло до 9. К началу 1990 г. работы с МГД-генератором были прекращены.

Со второй половины 1987 г. были начаты опытно-методические работы методом ЗСД с целью отработки методики наблюдений и обработки полученных данных, аппаратурной базы и определения возможностей метода для изучения вариаций ρ_k . При наблюдениях были использованы: электроимпульсная система ЭИС-630 (впоследствии электроразведочная генераторная установка ЭРГУ-600), большой диполь (АВ=4200 м) и приемные линии, применявшиеся при частотном и дипольном зондированиях. Измерения производились на 5 стационарных и нескольких рядовых пунктах. Длительность зондирующих импульсов, представлявших собой периодическую последовательность разнополярных импульсов тока амплитудой 600-800 А (в ЭРГУ-600-2 до 1400 А), составляла 5 с, длительность сеанса- 10-15 мин.

Для полноценного анализа наблюдаемых вариаций электрического сопротивления на различных пунктах режимных наблюдений потребовалось знание геоэлектрического строения всего полигона (примерно в радиусе 60 км от него). Для этих целей в 1988-90 гг.

были проведены зондирования более чем на 200 пунктах ЧЗ и более 100 пунктах ЗСД, в том числе с использованием вертолета МИ-8 для наблюдений в высокогорных и сильно удаленных от полигона точках (рис.1б). Интерпретация данных кривых зондирования производилась с использованием автоматизированной системы ЭРА, разработанной в ИФГ СО РАН, по результатам которой были построены модели геоэлектрического строения полигона разного уровня детальности и оптимизирована сеть наблюдений для получения максимально возможной информации о геодинамическом процессе в наиболее интересных с сеймотектонической точки зрения геологических объектах [2].

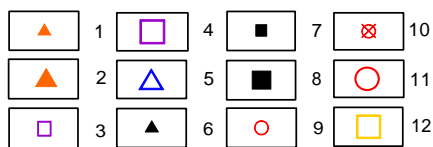
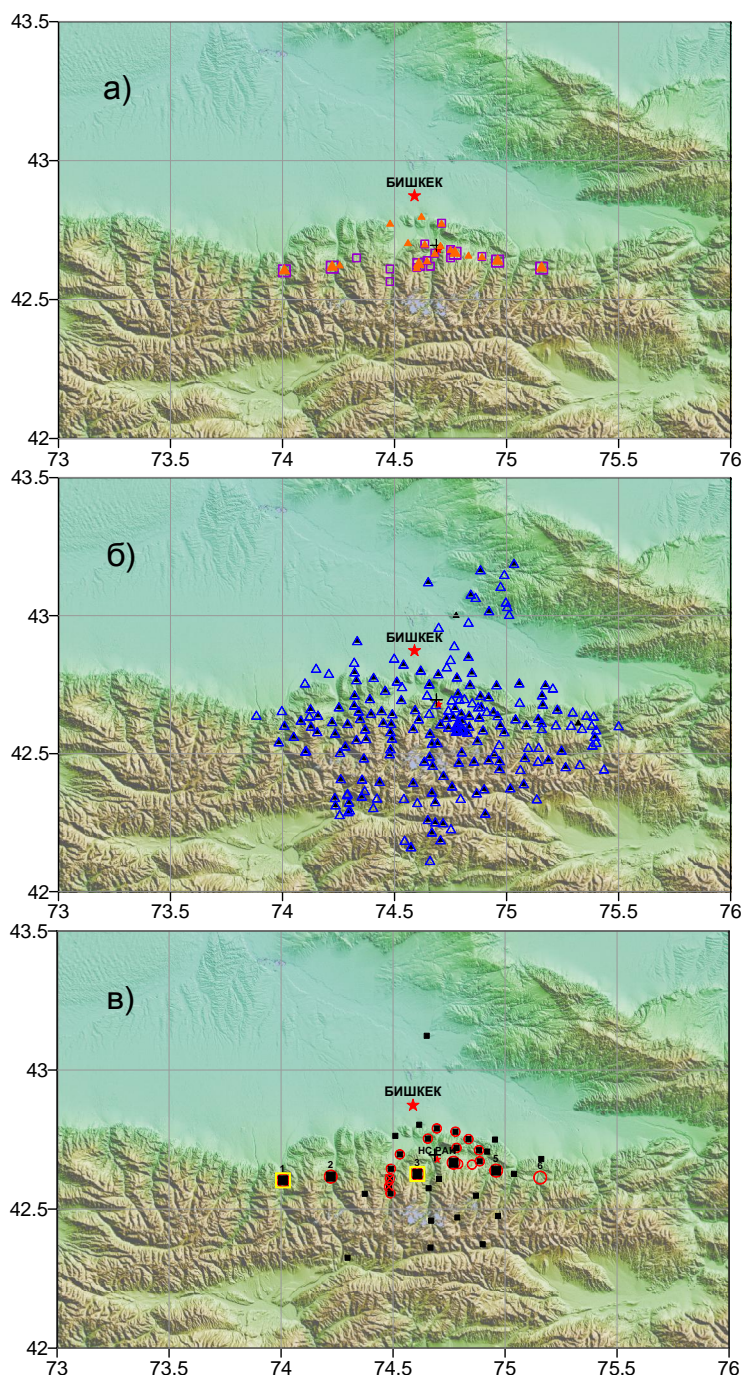


Рис.1. Схемы: а) режимных наблюдений методами ВЭЗ и ДЭЗ (1981-87 гг.); б) пунктов площадных исследований методами ЧЗ и ЗСД (1987-1990 гг.); в) сети электромагнитного мониторинга методами ЧЗ (до 1992 г.), ЗСД и МТЗ (с 2003 г.).

Условные обозначения:

1, 3, 7 – рядовые и 2, 4, 8- стационарные пункты режимных наблюдений методами ВЭЗ, ДЭЗ, ЗСД (включая ЧЗ до 1992 г.) соответственно; 5, 6- точки зондирования методами ЧЗ и ЗСД; 9, 11- действующие и уничтоженные селями (10) пункты ЗСД-мониторинга; 12-пункты МТЗ-мониторинга. Крестиком отмечен центр питающего диполя АВ.



К началу 1988 г. сеть наблюдений методами ЗСД и ЧЗ включала в себя 5 стационарных и 28 рядовых пунктов наблюдений. В таком виде она просуществовала до 1992 года. Развал Советского Союза и последовавшее за ним резкое уменьшение объемов финансирования привели к прекращению частотных зондирований и значительному сокращению числа пунктов ЗСД (рис.1в). С 1992 г. электромагнитные наблюдения велись на 6 стационарных и 14 рядовых пунктах только методом ЗСД в комплексе с геомагнитными наблюдениями.

В 2002 г. в сеть вошли 2 новых пункта с ориентированными по четырем направлениям (через 45 градусов) линиями MN с целью изучения проявлений анизотропии электрических характеристик земной коры в периоды сейсмической активизации региона.

Как показал анализ результатов электромагнитных наблюдений, контрастность изменений электрического сопротивления максимальна в глубоких горизонтах земной коры.

Выявленная особенность, вероятнее всего, определяется тем, что напряженно-деформационные процессы в глубинных горизонтах коры протекают наиболее интенсивно и, следовательно, источник, возбуждающий эти процессы, необходимо искать в низах коры [1].

Для изучения и слежения за геодинамическими процессами, протекающими в глубоких горизонтах земной коры, Научная станция РАН совместно с канадской компанией «Феникс Геофизикс» (Торонто) в 2003 г. установили 2 станции магнитотеллурического (МТ) мониторинга с использованием аппаратуры нового поколения MTU-5D для регистрации полей естественного происхождения (рис. 1в). Предполагалось дополнить режимные наблюдения методом ЗСД информацией о динамике геоэлектрического разреза в интервале глубин нижней коры и верхней мантии (25-100 км). Результаты сравнительного анализа материалов непрерывных МТ-наблюдений и режимных ЗСД за первые 3 года эксперимента подтвердили информативность электромагнитных полей естественного происхождения и возможность их использования для постоянного наблюдения за развитием геодинамических процессов в нижней части коры (глубина более 20 км) [3].

В 2009-2010 гг. была проведена модернизация измерительного комплекса: введены в эксплуатацию токовая измерительная станция ТИС-3 (в значительной степени улучшенный вариант прежней ТИС-2) для регистрации и цифровой обработки сигналов тока и напряжения в зондирующем диполе ЭРГУ-600; цифровая измерительная станция ИС-2, предназначенная для регистрации и цифровой обработки четырех компонент электрического поля, наблюдаемого на поверхности земли.

В ближайшей перспективе стоят задачи постоянного усовершенствования всей системы электромагнитного мониторинга с целью повышения ее технических и эксплуатационных параметров, обеспечивающих качество научных исследований [4], а также продолжения работ по внедрению в технологию активного электромагнитного мониторинга земной коры шумоподобных сигналов (ШПС). Полагается, что применение ШПС в электроразведочных системах позволит значительно повысить их помехоустойчивость при снижении затрат на формирование зондирующих сигналов, или, получая значительный выигрыш в соотношении сигнал-шум на приемной стороне в результате корреляционной обработки ШПС, значительно увеличить диапазон контролируемых глубин [5, 6].

Литература

1. Брагин В.Д. Активный электромагнитный мониторинг территории Бишкекского прогностического полигона. Дисс. канд. физ.-мат. наук. Москва, 2001. 135 с.
2. Проявление геодинамических процессов в геофизических полях / А.М. Волыхин, В.Д. Брагин, А.В. Зубович и др. М.: Наука, 1993. 158 с.
3. Отчет о выполнении работ по Программе 5 ОНЗ РАН «Глубинное строение Земли, геодинамика, магматизм, взаимодействие геосфер». Направление б: Современная и новейшая геодинамика и движение земной коры по комплексу геолого-геофизических методов. Москва-Бишкек. 2007. С. 41-57.
4. Мясников Д.С. Усовершенствование системы регистрации и управления электроимпульсной установки, используемой для активного мониторинга земной коры // В сб. Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Москва-Бишкек. Вып. 5. С. 80-88.
5. Лашин О.А. Генератор шумоподобных зондирующих сигналов для современной системы активного мониторинга напряженно-деформированного состояния земной коры // В сб. Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Москва-Бишкек. Вып. 5. С. 28-35.
6. Ильичев П.В. Технологические аспекты применения шумоподобных сигналов в системах активной геоэлектроразведки, математическое моделирование // В сб. Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Москва-Бишкек. Вып. 5. С. 165-178.

ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ ТРЕЩИНОВАТЫХ ЗОН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИКИ НА ОСНОВЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПРОНИ

М.М Немирович-Данченко

michnd@mail.ru

ТФ ИНГГ СО РАН, 634050, Томск, Академический, 4

В работе численно решена прямая задача сейсморазведки для среды, включающей в себя трещиноватый слой. Полученные трассы подвергаются оконному спектральному преобразованию Прони [1]. При прохождении через модельную среду сейсмического сигнала спектральные свойства сигнала меняются по-разному для сплошной среды и для трещиноватой. По результатам численного моделирования показано, как изменяются спектральные характеристики сигналов для двух моделей поведения среды – упругой и упруго-пластической. Результаты сопоставляются с данными лабораторного эксперимента на образцах песчаника, выполненного Грегори [2]. Сравнение спектров говорит о следующем. Исходный сигнал, распространяясь в поглощающей среде (образец песчаника, как и любое реальное тело, является поглощающим), записывается затем в виде сигнала со спектром, существенно лишенным высоких частот. В случае численного моделирования поглощение происходит за счет неупругого поведения в окрестностях вершин трещин. Сравнение лабораторных данных и результатов моделирования говорит о достаточно высоком качественном соответствии численного моделирования и физического эксперимента в части спектральных проявлений неидеальности свойств среды.

Обнаруженные закономерности могут быть использованы для выявления в горных породах зон повышенного поглощения некоторой полосы частот в спектре Прони сейсмических волн; эти зоны могут соответствовать зонам повышенной пористости или трещиноватости [3].

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН, междисциплинарный интеграционный проект № 127.

Литература

1. *Марпл-мл. С. Л.* Цифровой спектральный анализ и его приложения: Пер. с англ. – М.: Мир, 1990.- 584 с.
2. Под ред. *Ч. Пейтона*, Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа Ч.1., Москва, Мир, 1982, 375 с.
3. *Немирович-Данченко М.М.* Возможности обнаружения множественной трещиноватости сплошной среды на основе оценки спектральной плотности энергии отраженного сигнала // Физическая мезомеханика. – 2013. - № 1. – с.105-110.

УДК 552.578.2.061.4:550.836(571.16)

ПЛОТНОСТЬ РЕСУРСОВ БАЖЕНОВСКИХ НЕФТЕЙ НЮРОЛЬСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Е.Н. Осипова

osipovaen@list.ru

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Россия

Performed mapping foci generation and relative density of the initial resources Bazhenov oils of Nyurolskaya megabasin and its border on the basis of paleotectonic reconstructions and paleotemperature modeling. Held zoning of the territory and rank the degree of their perspective.

Введение

Территория исследования (рис.1А) представляет собой сосредоточение основных нефтепромыслов Томской области, разрабатываемые залежи углеводородов (УВ) которых относятся, в основном, к верхнеюрскому нефтегазоносному комплексу (НГК). Присутствие баженовской (повсеместно) и тогурской (зонально) нефтематеринских толщ и наличие резервуаров в отложениях осадочного чехла и фундамента обусловили нефтегазоносность Нюрольской мегавпадины.

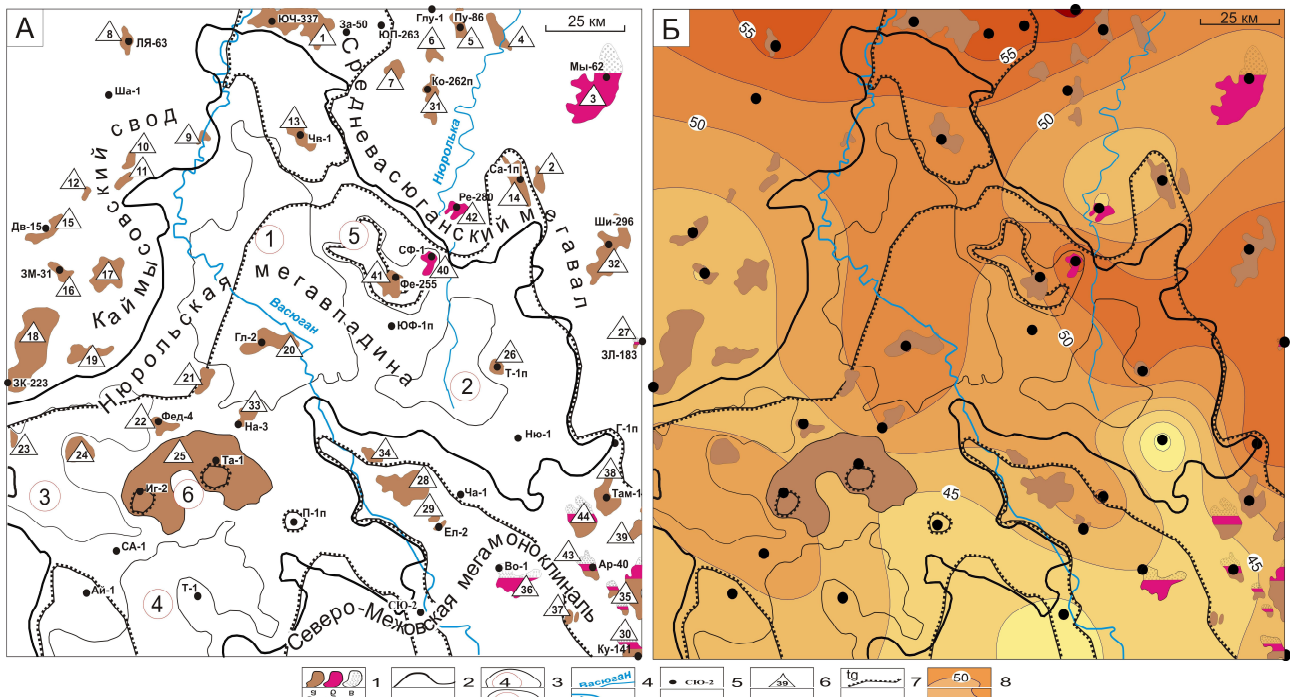


Рис. 1. Схема нефтегазоносности на основе [1] (А) и схематическая карта распределения расчетных значений плотности теплового потока из основания (Б) Нюрольской мегавпадины и структур ее обрамления: 1 – месторождения: а – нефтяное; б – конденсатное; в – газовое; 2 – граница Нюрольской мегавпадины; 3 – структура III порядка и ее номер: 1 – Кулан-Игайская впадина; 2 – Тамрадская впадина; 3 – Осевой прогиб; 4 – Тамянский прогиб; 5 – Фестивальный вал; 6 – Игольско-Таловое куполовидное поднятие; 4 – речная сеть; 5 – исследуемая скважина и ее условный индекс; б – условный номер месторождения; 7 – граница зоны распространения тогурской свиты; 8 – значения изолиний теплового потока в МВт/м^2

Основным источником формирования залежей УВ в верхнеюрских и меловых ловушках является рассеянное органическое вещество (РОВ) отложений баженовской свиты

(bg, J_3tt), катагенетическая зрелость которого достигает градации $МК_1^1 - МК_1^2$ [2]. Районирование территории по плотности ресурсов баженовских нефтей является актуальной задачей.

Методика исследований [3]

Решением обратной задачи геотермии, для разрезов 39-ти глубоких скважин, определена плотность теплового потока из «основания» (рис.1 Б.) Решением прямых задач геотермии восстановлена термическая история баженовских отложений на 20-ть ключевых моментов геологического времени. Построены схематические карты распределения геотемператур и положения очагов интенсивной генерации баженовских нефтей (пример на рис.2). Пороговая температура, определяющая границу очага интенсивной генерации нефти РОВ баженовской свиты, принята $85\text{ }^{\circ}\text{C}$ [4].

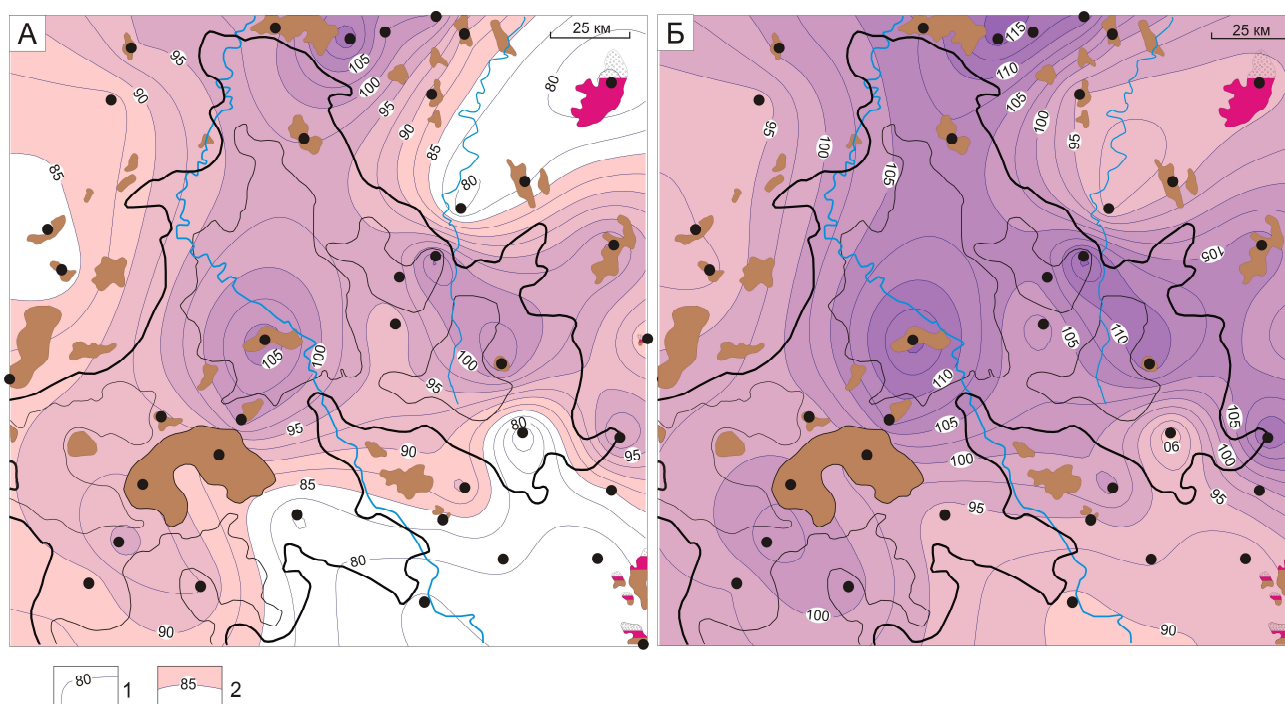


Рис. 2. Схематические карты распределения геотемператур и положения очагов интенсивной генерации баженовских нефтей в современном разрезе (А), 37,6 млн лет назад – время максимального прогрева осадочного разреза (Б): 1 – изотермы, $^{\circ}\text{C}$; 2 – контур очага. Показаны месторождения УВ с залежами в меловом и верхнеюрском НГК. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1

Результаты

Для оценки относительной плотности генерированных нефтей использован условный интегральный показатель (УИП), определяемый по формуле [3]: $УИП = \Sigma(T_i \times t_i \times 10^{-2})$, где T_i – температура очага генерации нефти на i -ый ключевой момент геологического времени, $^{\circ}\text{C}$; t_i – время действия очага, млн. лет. На схематической карте (рис. 3) показано распределение относительной плотности генерированных баженовских нефтей (А) и районирование площади исследования по перспективности (Б).

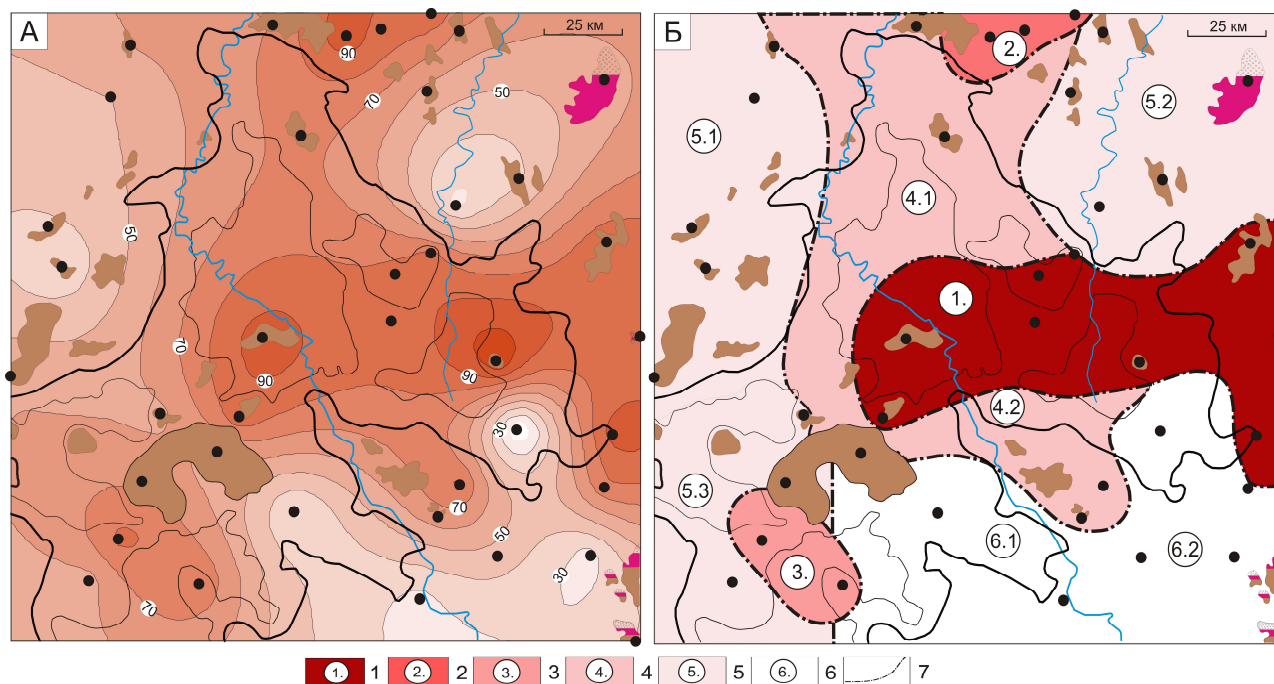


Рис. 3. Схематическая карта распределения относительной плотности генерированных баженовских нефтей (А) и схема районирования (Б) территории Ньюрольской мегавпадины. Районы, ранжирование районов по степени перспективности, диапазон значений УИП: 1. – 80-100; 2. – 80-90; 3. – 70-80; 4. – 60-70; 5. – 40-60; 6. – 30-60. 7 – границы районов. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1

Литература

1. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. – 253 с.
2. Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. – 331 с.
3. Исаев В.И., Коржов Ю.В., Лобова Г.А., Попов С.А. Нефтегазоносность Дальнего Востока и Западной Сибири по данным гравиметрии, геотермии и геохимии – Томск: Изд-во ТПУ, 2011. – 384 с.
4. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 6. – С. 1070–1078.

УДК 550.36.361

**АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ НА
ОСНОВЕ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**

О.И. Парфенюк

oparfenuk@mail.ru

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им.
О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

Fundamental features of collision zones reflect the effect of the main tectonic event – horizontal shortening in compression setting and collision of continental plates accompanied by the thickening of the crust. Finite element 2D modeling is used to examine the thermal conditions for the depth and timing of crustal melting and granite rocks exhumation.

1. Особенности строения зон континентальной коллизии

Модель континентальной коллизии по типу надвига представляет собой один из возможных сценариев формирования гранит-зеленокаменных и гранулитовых комплексов. Общие черты строения областей континентальной коллизии различного возраста обусловлены тем, что формирование и эволюция земной коры в окрестности главного разлома, по которому происходит надвиг и выведение блоков коры в верхние горизонты, принципиально могут быть описаны одним процессом. В ходе коллизии один континентальный блок надвигается на другой; последующие поднятие и эрозия приводят к выведению на поверхность глубинных пород с возрастанием степени метаморфизма в направлении разлома вдоль поверхности надвинутого блока. Особый интерес представляет изучение условий образования гранитного расплава на различных глубинах в ходе коллизии и после ее завершения, а также механизм эксгумации гранитоидов на поверхность.

Основной причиной появления гранитных расплавов в обстановке коллизии является возмущение теплового поля в утолщенной коре. Тепловые источники, которые могут вызвать повышение температуры на разных глубинах в процессе надвига, это повышение радиогенной теплогенерации за счет увеличения мощности теплогенерирующего слоя, выравнивание температуры в надвигаемой и поднадвиговой плитах, наличие горизонтального переноса тепла из-за нарушения тектонической структуры при коллизии и локальный разогрев в результате трения при перемещении вдоль разлома при надвиге.

Эволюционное двумерное численное моделирование позволяет исследовать причины и уровни проявлений коллизионного гранитообразования в областях различного возраста.

2. Оценки генерации тепла в земной коре

Континентальная кора является хранилищем долгоживущих радиоактивных элементов – урана ^{235}U , ^{238}U , тория ^{232}Th и калия ^{40}K . Их содержание является ключевым параметром для оценки теплового режима континентов и эволюции мантийного вещества в процессе выделения коры. Средняя поверхностная генерация тепла для различных архейских и протерозойских геологических провинций, полученная путем систематического отбора образцов на больших площадях, дает разброс значений в широком диапазоне 1.01 – 3.6 мкВт/м³ [3]. Долгое время самой распространенной моделью распределения радиоактивной теплогенерации с глубиной была модель ее экспоненциального убывания, которая нашла подтверждение в верхних 8 км разреза структуры Вредфорт, Южная Африка [4]. Последние исследования в этой области показали, что концентрация источников тепла не убывает с глубиной. В вертикальном масштабе порядка 10 км изучение образцов Кольской сверхглубокой скважины [5] и скважины КТВ в Германии [6] показало отсутствие систематической вариации теплогенерации с глубиной. Этот факт нашел подтверждение и при многочисленных измерениях теплогенерации в выведенных на поверхность породах вплоть до средней коры, например, областей Пиквитоней-Сашиго и Капускейсинг-Вава Канадского щита [7]. На настоящем этапе исследований разумным будет предположение о постоянной величине теплогенерации в верхней коре.

Детальное изучение распределения плотности теплового потока и коровой генерации тепла основных провинций различного возраста позволило авторам работы [3] сделать оценки полной генерации тепла земной коры для архейских, протерозойских, палеозойских и фанерозойских структур: $0.56 - 0.73$ мкВт/м³ для архея, $0.73 - 0.90$ мкВт/м³ для протерозоя и $0.95 - 1.1$ мкВт/м³ для фанерозоя и палеозоя при мощности коры примерно 40 км. Нижняя кора обеднена радиоактивными элементами, поэтому указанные оценки для верхней коры должны быть увеличены с учетом значений мощности и возраста.

Модель континентальной коллизии по типу надвига

Модель формирования и эволюции коллизионных орогенов рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры. Предполагается, что верхняя кора разбита на блоки, которые слабо связаны друг с другом. Такой жесткий, но гибкий слой может перемещаться, не деформируясь, вдоль основного разлома. Возникающее при этом утолщение верхней коры компенсируется вязкими течениями в области нижней коры и верхней мантии [8, 9]. Развитие горизонтальных и наклонных движений пластин и блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям теплового режима, т.к. в результате надвига “холодный” слой оказывается под “горячим” слоем.

Моделирование вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии в рамках уравнения движения и неразрывности проведено в приближении ньютоновской реологии для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости. Методом конечных элементов решена задача о распределении поля скоростей и напряжений:

$$\begin{cases} \mu_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - \rho_i \mathbf{g} = 0 \\ \nabla \mathbf{u} = 0. \end{cases} \quad (1)$$

Здесь P – давление, \mathbf{u} – вектор скорости, ρ – плотность, μ – эффективная кинематическая вязкость ($\mu = \text{const}$, $\mu_1 < \mu_2$), \mathbf{g} – ускорение силы тяжести, ∇ – линейный дифференциальный оператор, $\nabla^2 = \nabla \cdot \nabla$ – оператор Лапласа.

Расчеты тепловой эволюции деформируемой в процессе коллизии области выполнены для трех реологических слоев, включая верхнюю кору (с областью надвига), обогащенную радиоактивными элементами [8 - 9]. Уравнение сохранения энергии в обобщенных лагранжевых координатах содержит полную производную по времени, содержащую инерционный член:

$$c_i \rho_i \frac{DT}{Dt} = \lambda_i \nabla^2 T + H_i, \quad (2)$$

где c – удельная теплоемкость, ρ – плотность, λ – коэффициент теплопроводности, H – скорость генерации тепла.

4. Влияние тепловых источников на процесс образования гранитных расплавов

Для определения вклада радиогенного тепла верхней коры рассмотрен сценарий сокращения коры со скоростью 0.5 см/год в течение 20 млн. лет с эрозией и седиментацией, которые начались спустя 5 млн. лет после начала надвига. Полное горизонтальное сокращение коры составляет 100 км. Результатом этих одновременно происходящих процессов - горизонтального сокращения, нагрузки, эрозии и осадконакопления - стало увеличение мощности коры в области протяженностью порядка 250 км. В случае эрозии со скоростью 0.5 мм/год на стадии надвига и 0.25 мм/год на постколлизионной стадии максимальное отклонение Мохо составляет 22 км. Следует отметить особую роль скорости эрозии поднятых покровов на постколлизионной стадии, когда происходит выравнивание поверхностного рельефа, и на поверхность выводятся породы с глубин средней и частично нижней коры (эрозионный срез в максимальном варианте расчетов спустя 40 млн. лет после окончания надвига достигает 16 км).

Расчеты тепловой эволюции деформированной коры показали возможность формирования расплавленного горизонта на наиболее глубоком уровне (30 - 40 км) по классификации [1]. На постколлизионной стадии зона плавления поднимается до глубины 15

- 20 км через 40 млн. лет после окончания надвига (рис. 1). В описанном варианте рассматривается двухслойная кора с начальным значением плотности теплового потока 60 мВт/м^2 и теплогенерацией $1.5; 2$ и 2.5 мкВт/м^3 в утолщенной верхней коре, что может соответствовать обстановке палеозоя, протерозоя и раннего протерозоя (когда теплогенерация была примерно в 1.6 раза выше современной). При этом в утолщенной коре градиент температуры превышает начальный (25°C/км) на $15 - 25^\circ\text{C/км}$ в зависимости от принятых значений теплогенерации верхней коры. Высокие градиенты температуры в верхних слоях являются характерной особенностью теплового режима коллизионных областей [10, 11].

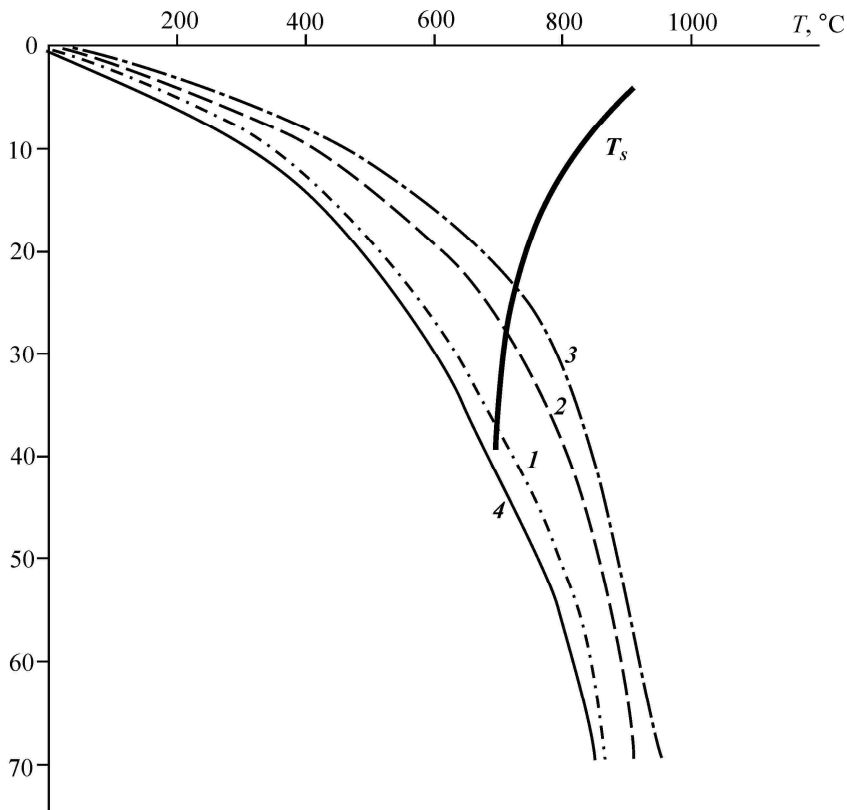


Рис. 1. Расчетные геотермы для центральной части коллизионной зоны на постколлизионной стадии ($t = 62.2$ млн. лет) для начального распределения температуры (кривая 4) при значениях теплогенерации верхней коры: 1 – 1.5 мкВт/м^3 ; 2 – 2.0 мкВт/м^3 ; 3 – 2.5 мкВт/м^3 . T_s – температура солидуса влажного гранита [12].

Плотность теплового потока над фронтальной областью надвига достигает величины 108 мВт/м^2 на постколлизионной стадии (спустя 30 млн. лет после окончания коллизии) при значении теплогенерации 2.5 мкВт/м^3 . Для сравнения плотность теплового потока у Главного Кавказского хребта (современная зона коллизии Аравийской и Евразийской плит) достигает очень высоких значений – $71 - 193 \text{ мВт/м}^2$ на фоне прилегающих с севера частей Скифской плиты – 50 мВт/м^2 и расположенной на юге Закавказской плитой – $58 - 97 \text{ мВт/м}^2$ [13].

Расчеты различных вариантов начального донадвигового распределения температуры при постоянном значении коэффициента теплопроводности $\lambda = 2.5 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ позволили определить нижнюю границу начального теплового состояния, при котором возможно образование глубинных горизонтов плавления: градиент температуры в верхней коре не ниже 25 К/км , что соответствует значениям теплового потока не ниже 60 мВт/м^2 .

Заключение

Расчеты различных вариантов теплогенерации верхней коры позволили определить время и область образования глубинных горизонтов плавления. Область превышения

температуры влажного гранитного солидуса возникает на глубине 35 - 40 км. На постколлизийной стадии через 40 млн. лет после окончания надвига зона плавления поднимается до уровня 15 - 20 км. Определяющими параметрами формирования зон гранитного расплава в процессе надвига и на постколлизийной стадии являются начальное тепловое состояние изучаемой области, величина источников тепла в слое верхней коры и продолжительность сокращения коры. Учет тепла трения при движении по разлому приведет к возможности появления локальных областей гранитного расплава малой мощности на небольших глубинах, наблюдаемого геофизическими методами в ряде коллизийных систем кайнозоя.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 09-05-01032).

Литература

1. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизийные гранитоиды и расслоение земной коры. Труды ГИН РАН; В. 545. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
2. Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT – LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. 2000. V. 157. P. 577 – 587.
3. Jaupart C., Mareschal J.-C. Constraints on crustal heat flow data // Treatise on Geochemistry, V. 3: The Crust. Ed. By R.L. Rudnick. Elsevier Sci. Pub. Amsterdam. 2004. P. 65 – 84.
4. Hart R.J., Nicolaysen L.O., Gale N.H. Radioelement Concentration in the deep profile through Precambrian basement of the Vredefort structure // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 10639 – 10652.
5. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ Технонефтегаз, 1998. 260 с.
6. Clauser C., Gieses P., Huenges E. et al. The thermal regime of the crystalline continental crust: implications from the KTB // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 18417 – 18441.
7. Fountain D.M., Salisbury M.H., Furlong K.P. Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei-Sashigo continental cross section, central Manitoba: implications for the thermal structure of Archean crust // Can. J. Earth Sci. 1987. V. 24. P. 1583 – 1594.
8. Парфенюк О.И. Тепловые эффекты процесса деформаций при надвиге (результаты численного моделирования) // Известия высших учебных заведений, серия “Геология и разведка”. 2008. № 6. С. 68 – 73.
9. Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюперииор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. № 10. С. 22 – 32.
10. England P.C., Thompson B. Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism // J. Petrol. 1984. V. 25. Pt. 4. P. 894 – 955.
11. Парфенюк О.И. Исследование тепловых условий генерации гранитных расплавов в областях коллизии (на основе численного моделирования) // Мониторинг. Наука и технологии. 2012. № 3(12). С. 11 – 20.
12. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
13. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского региона // Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. Киев: Наукова думка, 1996. С. 151 – 178.

УДК 553.8 : 556.3

**СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ
РАЗЛОМОВ (НА ПРИМЕРЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА)**

П.И. Пигулевский

pigulev@ua.fm

Днепропетровская геофизическая экспедиция “Днепрогеофизика”, Днепрпетровск, Украина

Results of monitoring and interpretation of temperature parameter of underground waters in well placed in a zone of influence of the Krivorozhsko-Kremenchugsk fault of the mantle location are resulted. Evolution of modern geological processes in a Pre-Cambrian deep fault of the Ukrainian board is shown.

Введение. В странах СНГ на протяжении многих десятилетий выполняются режимные наблюдения в скважинах для разработки гидродинамических предвестников землетрясений. Исследования в основном проводятся в сейсмоактивных регионах, так как в них более контрастно и с большими амплитудами проходят гидрогеодинамические и гидрогеохимические процессы. В результате этих работ были выделены два основных аспекта гидрогеологических предвестников – гидродинамические и гидрогеохимические.

С развитием базы микропроцессорной электроники на пороге XXI столетия начался новый этап в развитии гидрогеологических исследований, который основывается на высокоточной и непрерывной во времени регистрации изменений параметров режима подземных вод в скважинах под влиянием геодинамических процессов в литосфере. Повышение чувствительности измерительных датчиков позволило развивать такую сеть наблюдений и в асейсмичных регионах Восточно-Европейской платформы.

Региональное изучение режима подземных вод. Работы с целью разработки гидрогеологических предвестников землетрясений в асейсмичных регионах Украины были начаты Днепропетровской геофизической экспедицией (ДГЭ) «Днепрогеофизика» в октябре 2007 года [1].

Изучение режима подземных вод проводится в специально оборудованных для мониторинга пунктах наблюдений (скважинах) в городах Днепрпетровск и Кривой Рог [1]. Измерения выполняются при помощи специальных автономных регистрирующих «интеллектуальных» датчиков (ИД), которые установлены непосредственно в скважине №14431 глубиной 815 метров со статическим уровнем воды 106 метров от дневной поверхности (г. Кривой Рог) и в контрольно-градуировочной скважине на производственной базе инженерно-геофизического центра ДГЭ глубиной 85 метров со статическим уровнем воды 17 м (г. Днепрпетровск). С сентября 2009 по январь 2010 гг. и с апреля 2012 по настоящее время такими же датчиками была оборудована скважина на базе Белозерской геофизической партии ДГЭ в пгт. Михайловка Запорожской области глубиной 220 метров и статическим уровнем воды 8 м. Схема размещения пунктов наблюдений представлена на рис. 1.

В г. Кривой Рог ИД расположен в зоне влияния Криворожско-Кременчугской шовной зоны (ККШЗ), в г. Днепрпетровске и в пгт. Михайловка – в пределах массивов архейских гранитоидов Среднеприднепровского мегаблока. Частота регистрации данных наблюдений с октября 2007 до июля 2008 гг. была запрограммирована на интервал в 20 минут, а в дальнейшем и по настоящее время – на интервал 5 минут. Чувствительность ИД при регистрации уровня воды составляет 0,1 см, атмосферного давления – 1 мм. рт. ст., температуры – 0,01° С.

Особенности тектонического строения Криворожско-Кременчугского глубинного разлома. ККГР рассматривается многими исследователями как разлом мантийного заложения, который ограничивает с запада Среднеприднепровский мегаблок от ККШЗ (рис. 1) и прослеживается далеко за его границами. Он является одним из крупнейших по протяженности на щите. Разлом очень хорошо выражен в геофизических полях и на аэрокосмоснимках. На всем своем протяжении он по-разному проявляется в изолиниях

глубин залегания поверхности Мохоровичича. Данные ОГТ (геотраверс «Гранит», сейсмический профиль 02-88 ОГТ) показывают его генеральное падение на запад. Разлом трассируется через всю кору по смещению отражающих элементов и изменению петрологического состава в низах коры (по данным плотностного моделирования). Его углы падения изменяются от крутого ($75-80^\circ$) вблизи поверхности фундамента до относительно пологого в низах коры – $45-55^\circ$.

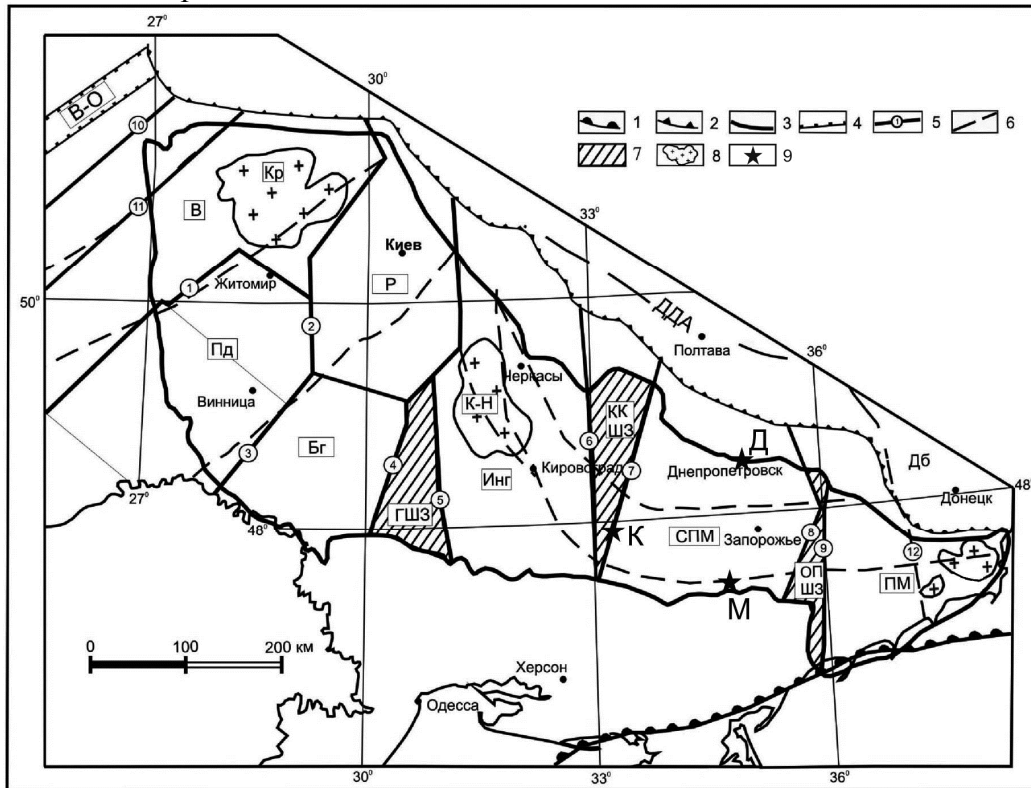


Рис. 1. Тектоническая схема Украинского щита по поверхности рифейского фундамента: 1 – граница Восточно-Европейской платформы; 2 – граница Днепровско-Донецкого авлакогена (ДДА); 3 – контуры Украинского щита; 4 – граница Волыно-Оришанской впадины (В-О); 5 – межмегаблоковые разломы (цифры в кружках): 1 – Тетеревский, 2 – Брусилковский, 3 – Немировский, 4 – Тальновский, 5 – Первомайский, 6 – Западно-Ингулецкий, 7 – Криворожско-Кременчугский, 8 – Орехово-Павлоградский, 9 – Западноприазовский (Азово-Павлоградский), 10 – Луцкий, 11 – Сущано-Пержанский, 12 – Новопавловско-Володарский; 6 – глубинные разломы по геологическим данным; 7 – шовные зоны (ГШЗ – Голованевская, ККШЗ – Криворожско-Кременчугская, ОПШЗ – Орехово-Павлоградская); 8 – массивы (Кр – Коростенский, К-Н – Корсунь-Новомиргородский, В-Пр – Восточноприазовский); 9 – мониторинговые скважины: К – Кривой Рог; Д – Днепропетровск; М – Михайловка.

Мегаблоки (буквы в прямоугольниках): В – Волынский; Пд – Подольский; Р – Росинский; Бг – Бугский; Инг – Ингульский; СПМ – Среднеприднепровский; ПМ – Приазовский.

Тектоническая структура ККГР почти на всем своем протяжении очень хорошо фиксируется по данным магнитотеллурического зондирования (МТЗ) как субвертикальный проводник. Он отделяет более проводящие образования с запада от него от высокоомных (до 10 000 Ом·м) на востоке. Анализ карт позволяет говорить о наличии в зоне разлома протяженного субмеридионального проводника в земной коре.

Современная активизация докембрийских разломов. На протяжении 2008-2012 гг. с помощью наблюдений за температурным режимом воды ИД в скважине №14431 были зафиксированы моменты кратковременной активизации глубинных разломов ККШЗ и, в первую очередь, ККГР (рис. 1), при отсутствии сейсмологических процессов в этой зоне.

В 2008 году напряженно-деформационные процессы в ККГР имели только сжимающий характер различной силы. В 2009 году были зарегистрированы 2 момента его активизации (раскрытия) по температурному режиму: первый начался 8 июня в 3 часа 40 минут и закончился 2 августа в 1 час 25 минут; второй начался 11 ноября в 22 часа 00 минут и закончился 29 ноября в 2 час 30 минут. Как видно на рис. 2, первое событие было слабоинтенсивным и проявилось в повышении температуры не более чем на 0,06-0,07°C. Второе событие было более интенсивным. При этом повышение температуры в отдельные отрезки времени (импульсы) составляло 0,6-0,8°C и достигало абсолютных отметок в 11,95 и 12,2°C. В 2010 году были зафиксированы 3 момента его активизации: первый начался 23 февраля в 10 час 05 мин и закончился 26 февраля в 20 час 10 мин; второй начался 19 мая в 5 час 15 мин и закончился 24 мая в 1 час 50 мин; третий начался 20 июля в 12 час 35 мин и закончился 31 июля в 12 час 15 мин. На рис. 2 видно, что импульсное повышение температуры достигало значений, соответственно 11,62°C, 11,69°C и 11,53°C, что может быть связано с увеличением мантийного потока флюидов в земную кору по раскрытому разлому.

В октябре 2010 г. (рис.2) температурный показатель воды установился на стабильной отметке 11,41° С, чего не отмечалось на протяжении предыдущих трех лет наблюдений. Через два месяца после реализации катастрофического землетрясения вблизи о. Хонсю (Япония), которое состоялось 14 марта 2011г., снова возобновились слабые колебания температуры воды в пределах $\pm 0,01-0,02^\circ\text{C}$.

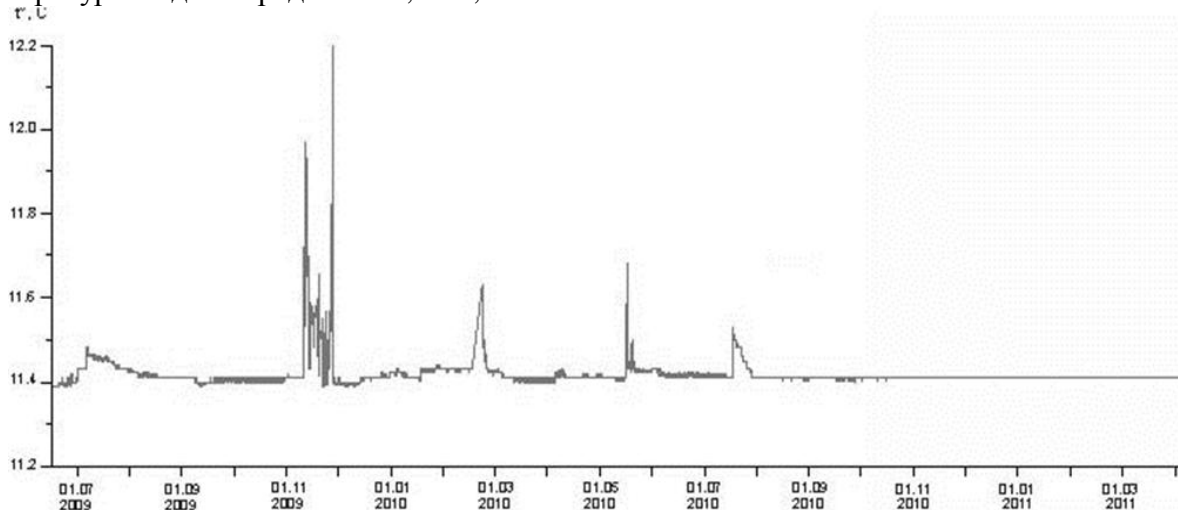


Рис. 2. Пример мониторинговых наблюдений за температурой подземных вод в г. Кривой Рог (интервал 5 минут)

Анализ полученных результатов позволяет предположить, что таким образом могут протекать и метасоматические процессы в верхних частях земной коры. В момент раскрытия разломов и оперяющих их трещин, вероятно, происходит вялотекущее замещение горных пород с изменением химического состава, при котором «растворение» старых минералов и образование новых происходит практически одновременно [Д.С. Коржинский, 1936, 1953], так что в течение очень длительного процесса замещения порода всё время остается в твердом состоянии.

Выводы. Выявленное современное протекание геологических процессов в глубинных разломах докембрия УЩ позволяет формировать модели общих закономерностей глубинного строения отдельных регионов, понять процессы образования и закономерности расположения отдельных месторождений полезных ископаемых.

1. Пигулевский П. И. Неотектоника, геодинамика и сейсмичность докембрийских щитов (на примере восточной части УЩ) / П. И. Пигулевский // Научный вестник НГУ Украины. – 2011. – № 6. – С. 5–12.

УДК 550.41 + 551.24 : 665.7 (477)

ВЫБОР СОРБЕНТОВ ДЛЯ ПОЛЕВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ПОТОКОВ ГАЗОВ

А.В. Поливец

a_polivtsev@ukr.net

Киевский национальный университет им. Т.Г. Шевченко, Киев, Украина

Explicated the principles, approach and examples of selection the sorbents, which provide irreversible sorption of gases and organometallic compounds.

Конструкции проточных дебитомерных емкостей, применяемые для поисковых и геоэкологических задач, содержат твердотельные сорбенты, герметично сохраняемые до и после экспозиции. По устоявшейся практике эти датчики информации выбираются по аналогии с наполнителями хроматографических колонок, то есть с позиций эффективного разделения газовой смеси в однокомпонентном потоке газа-носителя. После дегазации сорбент может анализироваться на содержание накопленных металлов (патент 54310 UA, 10.11.2010 г). Результаты измерения потоков по ряду причин, в том числе упоминаемых ниже, имеют относительный полуколичественный характер.

Какие факторы должен учитывать подбор сорбентов для поля? Газовые потоки из почв и почвообразующих пород в атмосферу отличает разбавленность летучими атмосферного, биохимического и технического происхождения, шумовая неглубинная составляющая, примесь металлоорганических соединений, паров влаги и аэрозолей. Твердая фаза сорбента содержит элементы-примеси или активаторы. Природный газ-носитель состоит из смеси азота, кислорода, аргона и других газов, которые обычно не несут роль поисковых индикаторов.

Основное требование к дебитомерам с сорбентами – максимальная необратимая сорбция (удерживание) смеси газов. Часть свойств сорбентов, благоприятных для хроматографии, неприемлема для дебитометрии и наоборот. Кинетика сорбируемых смесей сложнее, чем в колонках, и менее изучена. В течение полевой экспозиции мигрирующая смесь изменяет свой состав, влажность и способность к сорбции. Скорость потоков на порядки меньше скоростей носителя в колонке. Градиенты давления и температуры близки к этим параметрам почвенного слоя, а насыпная плотность меньше, в результате возможны циклические противотоки, эжекция газов и другие эффекты.

В обосновании пригодности 9 сорбентов оказался полезным расчет и дебитометрическая интерпретация важнейших газохроматографических параметров [1] – времени, объема и индекса «удерживания», коэффициентов емкости и Джеймса-Мартина, линейной и объемной скоростей газа-носителя и других показателей для разных диаметров и длин рабочих полостей дебитомеров. В наших экспериментах диаметр трубок превышал диаметр колонок в 4–20 раз, а скорость газа-носителя, то есть кислородно-азотной смеси в примесях других газов, была не более первых см/сек и могла менять знак. В этих диапазонах параметров зависимость удерживающей (и разделяющей) способности от задействованных объемов сорбента нелинейна.

Сформулированы принципы подбора характеристик сорбентов: 1. Соответствие целям работ: достаточная удерживающая способность по составу, полноте и накапливаемому количеству газовых компонентов, макро- и микроэлементов; 2. Близость газодинамических (и петрофизических) свойств сорбента-датчика и вмещающей среды; 3. Стабильность параметров сорбции в полевых условиях; 4. Технологичность: малое время и простота подготовки и регенерации.

Рассмотрены физико-химические особенности взаимодействия твердой и газовой фаз и примеры оценки пригодности девяти сорбентов, в том числе следующих.

Активированный уголь. При развитой макро- и мезопоровой структуре примеси серы и азотистых соединений мешают определению летучих металлопорфиринов, но некоторые восстановители обеспечивают накопление халькофилов и литофилов. Ранее использовался в

анализе газовой-воздушной смеси, легких (до пропана) углеводородов и разделения метана и CO_2 . В микроанализе служит предварительным концентратором металлоорганических соединений. Привлекателен как универсальный и дешевый поглотитель летучих с оптимальной фракцией 100–20 меш (0,833–0,147 мм), близкой к мехсоставу песчаных почв. Адсорбционная способность ухудшается при температурах более 50°C , выше полевых температур почв. Часто используется в Украине (УкрНИИГаз, ИФНТУНГ, УкрГГРИ и др.). Эффективность сорбента зависит от сорта и партии поставки древесного угля.

Молекулярные сита. Гидрофильные цеолиты с удельной поверхностью 700–800 $\text{m}^2/\text{г}$ используют с целью разделения азота и кислорода воздуха при комнатной температуре, а также смеси водорода, кислорода, метана, этана, оксида и диоксида углерода. Пригодны для газов технологических и примесей в воздухе, в том числе почвенном. Нами пробовались цеолиты CaA (5A) и NaX (13X) с эффективным диаметром пор соответственно 0,5 и 1,0 нм. Гетерополярность сорбентов делает необходимым учет состава искомых газов; сорбция смеси азота, оксида и диоксида углерода носит сложный характер.

Полевыми работами показано, что несколько эшелонированных в определенном порядке ситовых сорбентов в полудюймовых и дюймовых дебитомерных трубках высотой до 30 см позволяют учесть разное время сорбции компонентов газовой-воздушной смеси и минимизировать их проскок. Такие размеры трубок позволяют получить объемы газа, достаточные для изотопного анализа. Недостатки – при температурах до $30\text{--}40^\circ\text{C}$ сита постепенно необратимо «заражаются» диоксидом углерода, ухудшается сорбция других компонентов. Занижение потоков может проявляться в почвах торфяных и других с влажностью больше полевой влагоемкости (глей), а также в разломных зонах. При выборе следует учитывать, что тип 3A не адсорбирует диоксида углерода и другие газы с диаметром молекул более 0,3 нм. Алумосиликат кальция 5A (CaA) и алумосиликат натрия 13X (NaX) эффективно сорбируют гелий, водород, кислород, азот. Но сорбент 5A из органических соединений избирательнее удерживает нормальные алканы, а 13X – более широкий набор газов. Сочетание сорбентов позволяет улучшить поисковый результат дебитомерии.

Силикагель. Аэрогель поликремниевых кислот, имеет очень высокую удельную поверхность и малую плотность. Рекомендуется использовать в немодифицированном виде, без специальной подготовки. Но тип силикагеля, оптимальный для ожидаемых газов, и вариации его свойств в партиях поставок должны быть учтены. Легкие углеводородные газы анализируются до бутана включительно. Оптимальный размер зерен 100–42 меш (0,351–0,147 мм). Наибольшую удельную поверхность имеют чешский силпор 300–600 (250–700 $\text{m}^2/\text{г}$), французский сферосил ХОА–400 и порасил А (350–500 $\text{m}^2/\text{г}$). Средний диаметр пор в интервале 5–10 нм позволяет аккумулировать средне- и высококипящие органические соединения. Продукция из стран СНГ, например, силохром-1 (120 нм), высокопориста, но по удельной поверхности проигрывает, и для силохрома составляет 25 $\text{m}^2/\text{г}$; соответственно, сорбционная емкость и объем удерживаемого газа меньше. Мы использовали силикагель марки КСМ, его малая сорбционная емкость компенсирована увеличением насыпного объема (массы) до 29,0 cm^3 (19,4 г) и использованием гранулометрической фракции 0,25–0,5 мм. При экспозиции более двух недель теплого периода наблюдалась необратимая сорбция водных паров с уменьшением активности сорбента и накоплением углекислого газа.

Клиноптилолит. Перспективы как сорбента для полевых работ связаны с наличием относительно дешевого сырья закарпатского Сокирницкого месторождения и результаты по его модификации (Казань). Органомодифицированные разности сорбируют малополярные бензол, фенол, толуол и другие, они втрое эффективнее известного цеолитсодержащего сорбента месторождения Санта-Клауд, Нью-Мексико, США. Емкость гидратированного цеолита сохраняется в широком диапазоне увлажнения, позволяя в изменчивых климатических условиях получать сопоставимые данные по сухим и по увлажненным почвам. Промышленные требования по составу широкие, поэтому требуется однообразная подготовка достаточного количества материала.

Катионообменная способность высокая (52 мг-экв/100 г); плотность 2,62 г/см³ и объемная масса 1,42 г/см³ близки к таковым для почв. Кислотно-солевой обработкой модифицируется с увеличением первичных пор 0,3–0,45 нм в несколько раз и возрастанием ионно-ситового эффекта для крупных органических ионов. Активность возрастает под действием молекул воды благодаря появлению дополнительных центров сорбции, в том числе для металлоорганических соединений.

Полевое опробование на бортах Днепровско-Донецкой впадины показало, что повышенная влагоемкость почв практически не ухудшает свойств этого сорбента. После дегидратации и термической обработки сорбента (читаем – после термовакуумной дегазации трубки) потери накопленных сорбентом металлов минимальные, что подтверждено спектральными, нейтронно-активационным и другими методами.

Способы и условия модифицирования обосновываются, особенно это касается солевой обработки К, Na, Ba. Есть возможность модифицированием избирательно наращивать сорбционную емкость в результате замещения катионов Ca²⁺ и Mg²⁺ решетки. Пример для крупных органических молекул представлен в таблице 1 рядами [2]:

Таблица 1. Ряды адсорбционной селективности клиноптилолита

Адсорбат	Модифицирование	Ряд адсорбционной селективности
Диметил-сульфид	Солевое	Li ⁺ > Ba ²⁺ > Na ⁺ > Ca ²⁺ > K ⁺ > Cu ²⁺ > Al ³⁺
	Кислотное	Ni, Co, Ba > Cu > Li, Mn > Na, Ti > Fe > K > Zn > Mg, Co, Cu > Ba > Zn > Mn
Этилмеркаптан	Солевое	Li ⁺ > Na ⁺ > Cu ²⁺ > Co ²⁺ > K ⁺ > Zn ²⁺ > Ba ²⁺ > Ca ²⁺
	Кислотное	Na, K > Mg > Ti > Li

Из рядов селективности видно, что приемлемые активаторы Na, Ti, K. Клиноптилолит требует предварительного определения фонового содержания элементов с нужной точностью для надежного выделения аномалий летучих от глубинных или контаминирующих объектов. В поисках углеводородов такие индикаторы – V, Ni, Co, Cu и другие. Более целесообразна кислотная или комбинированная, по У. Дистанову и О. Михайлову, активация, на порядок снижающая петрохимический фон и время адсорбции до проскока. Комбинированный способ дает характеристики, лучшие, чем у искусственного цеолита NaX, но сопровождается большей потерей материала. Сорбент пригоден для длительных замеров газа и металлоорганических соединений в почвенной атмосфере.

Диатомовые носители (силанизированные чезасорб и хроматон). Опробованы в поле с целью расширения диапазонов сорбционной активности и удерживания отдельных углеводородов и продуктов их окисления. Кислотные пары не изменяют адсорбционных свойств, позволяя использование в условиях аэрозольного загрязнения. Более высокие показатели углеводородного удерживания у чезасорба. Хроматон менее пригоден к сорбции кислородсодержащих соединений. Весьма эффективны и в малых количествах (5-10 г).

Трепел Зикеевского карьера. Мелкопористая (< 6 нм) опал-кристобалитовая порода с удельной поверхностью до 90×10³ м²/кг, объем пор в среднем 0,8×10⁻³ м³/кг. По О.М. Мдиванишвили ионообменная способность обеспечивается силанольной группой ≡ Si – OH и зависит от гидратированности. По свойствам осушителя не уступает силикагелям. Насыщение Cu, V, Cr, Fe, Mo, Ni ускоряет полимеризацию углеводородов в нормальных температурных условиях. Может использоваться в газометаллометрических поисках для отдельных методических задач в дополнение к эффективным газовым сорбентам.

Список литературы

1. Руководство по газовой хроматографии: в 2-х частях / Под ред. Э. Лейбница, Х. Штруппе. – М.: Мир, 1988. 480 с (ч.1), 510 с. (ч.2).
2. Дистанов У.Г., Михайлов А.С. Природные сорбенты. – М.: Недра, 1990. 207 с.

УДК 54.02 – 551.2

УСТОЙЧИВОСТЬ ОТНОШЕНИЯ $^3\text{He}/^4\text{He}$ В ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДАХ ПО ГЛУБИНЕ И ВО ВРЕМЕНИ

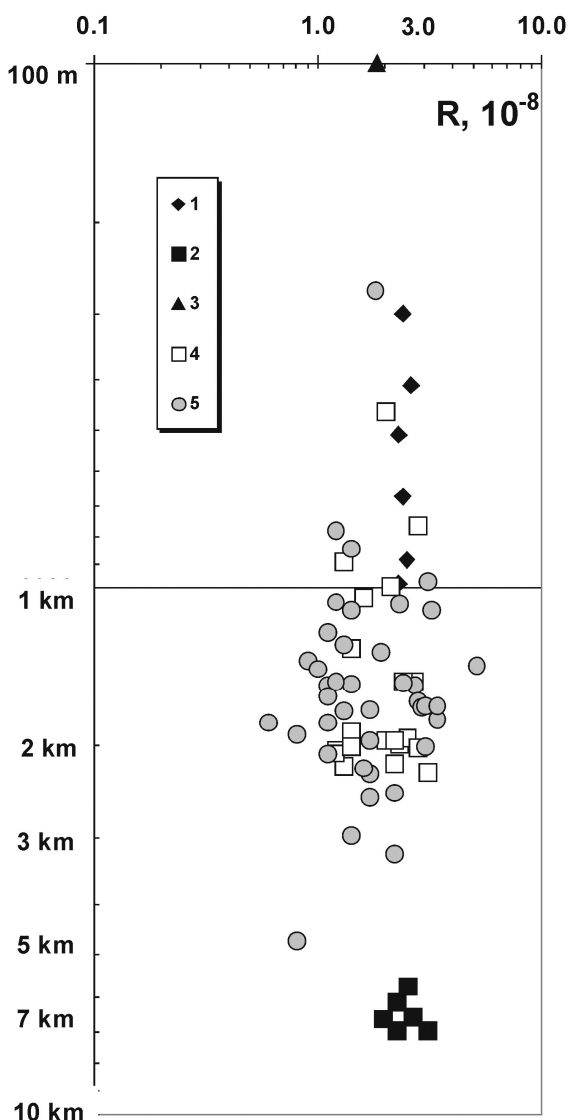
Б.Г. Поляк, О.Е. Киквадзе

polyak@ginras.ru, bolik2000@mail.ru

Геологический институт РАН, Москва, РФ

Тепловой поток – единственный геофизический параметр, отражающий современную геодинамическую обстановку, так как он непрерывно меняется в геологическом времени. Той же особенностью отличаются концентрации радиогенных изотопов, меняющиеся соответственно константам распада материнских элементов. В этом отношении особое место принадлежит отношению концентраций легкого и тяжелого изотопов гелия, $^3\text{He}/^4\text{He} = R$.

Как известно [2], величина R варьирует от $\sim 10^{-4}$ в метеоритном веществе, сохранившем первичный гелий, возникший при рождении Вселенной, до $\sim 10^{-11}$ в урановых минералах, содержащих образовавшийся в них радиогенный гелий. Развитие геохимии изотопов гелия позволило выявить в недрах Земли разные резервуары вещества и выделить ювенильную составляющую в подземных флюидах, в которых спектр значений R охватывает три порядка величины – от $(1-5) \times 10^{-5}$ в вулканических эманациях до $(2 \pm 1) \times 10^{-8}$ в газах дорифейских платформ. Последняя оценка совпадает с расчетной для гелия, возникающего в земной коре при «кларковых» концентрациях материнских для He элементов – U, Th и Li [2].



Глубокое бурение древнейших блоков континентальной коры подтвердило эту оценку. На рис. 1 сведены данные о величине R в подземных флюидах на разных уровнях в фундаменте дорифейской Восточно-Европейской платформы (в разрезах Балтийского и Украинского щитов) и ее чехле в Балтийской синеклизе и Волго-Уральской нефтегазоносной области. В кольцевой структуре Siljan Балтийского щита в интервале 5700-6957 м среднее значение $R_{\text{ср}} = 2.45 \times 10^{-8}$ [9], точно такое же оно – 2.45×10^{-8} – в интервале 300-980 м на Украинском щите [1], и почти то же – 1.84×10^{-8} – в метановых сипах на поверхности Балтийского щита [9]. В чехле платформы отношение R в среднем равно одной и той же величине 2.00×10^{-8} как в Балтийской синеклизе (в интервале 460-2240 м), так и в Волго-Уральской области с Предуральским прогибом (в интервале 970-4700 м), а также (по одиночным измерениям) в Карелии, Притиманье и Московской синеклизе [5].

Рис. 1. Изотопный состав гелия во флюидах, циркулирующих в разрезе Восточно-Европейской платформы по данным из работ [1, 5, 9]. Условные обозначения: 1-2 – кристаллический фундамент Украинского (1) и Балтийского (2) щитов; 3 – выходы метана вблизи СГ-скважины Siljan (Швеция); 4-5 – осадочный чехол Балтийской синеклизы (4) и Волго-Уральской области (5). Затусшеван «кларковый» диапазон R в земном гелии.

Таким образом, на Восточно-Европейской платформе в подземных флюидах изотопный состав гелия постоянен по глубине и одинаков в кристалликуме обоих щитов платформы и ее осадочном чехле, характеризуя канонический земной радиогенный гелий, образующийся в континентальной коре.

В областях более поздней тектономагматической активности свободно циркулирующие флюиды содержат гелий с большими величинами R . В частности, в экзогенальных впадинах Русской плиты значения R несколько выше суммированных на рис. 1 – 3.81×10^{-8} в Тимано-Печорской впадине и 4.06×10^{-8} в Прикаспийской. Еще больше они – 7.33×10^{-8} – в Днепровско-Донецкой депрессии [6]. Эти превышения над каноническим радиогенным уровнем отражают более позднюю магматическую активизацию этих частей дорифейской платформы. Такое представление поддерживается показанным в работе [3] уровнем R на северокавказской части Скифской плиты (7.38×10^{-8}), обрамляющей Русскую с юга. В Предкавказских краевых прогибах значения R ниже (в среднем 6.10×10^{-8}), но в орогене Большого Кавказа резко возрастают: на его флангах среднее значение $R_{\text{ср}} = (54 \pm 11.1) \times 10^{-8}$, а в осевой зоне поднимается до $285 \pm 33 \times 10^{-8}$; максимальные же в Эльбрусско-Казбекском сегменте Большого Кавказа достигают $(600-800) \times 10^{-8}$, лишь немного уступая уровню, характеризующему резервуар MORB, т.е. источник базальтов срединно-океанических хребтов.

Но выявлению таких различий обязательно должно предшествовать выяснение распределения значений R в геологическом разрезе, так как только при отсутствии вертикальных трендов в изотопном составе гелия можно судить об изменчивости или постоянстве этого состава по латерали (это относится и к сравнительному анализу кондуктивного теплового потока, так как оценки его плотности в конкретных скважинах могут характеризовать различные гипсометрические уровни). Мало того, для той же цели нужно выяснить и устойчивость изотопного состава гелия в пунктах измерений во времени.

В стабильных блоках коры повторные измерения R в одних и тех же точках редки. Тем не менее, такие наблюдения в течение последней четверти прошлого века в Байкало-Монгольском регионе показали устойчивость состава гелия в опробованных термоминеральных источниках при том, что в разных источниках значение R отличается на более чем на два порядка величины [4].

Чаще мониторинг изотопно-гелиевого сигнала проводится в тектонически мобильных поясах с целью прогноза сейсмической и вулканической активности. Хотя отдельные извержения и землетрясения, действительно, коррелируют с поведением отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, такие его флюктуации сравнительно малы по сравнению с его средним уровнем в данном пункте. Самый интересный результат таких наблюдений – разнообразие этих квази-стационарных уровней R не только в разных газопроявлениях одного и того же вулканического аппарата, но и в разных действующих вулканах. Так, на Этне максимальные значения R в период с 1977 по 2003 г., находились на уровне $\sim 0.9 \times 10^{-5}$ (рис. 2), тогда как на Везувии и в соседней знаменитой Сольфатаре они колебались около 0.41×10^{-5} [12 и др.]

Эти наблюдения определяют возможность интерпретации различий R в разных пунктах (даже в таких динамичных системах, как современные вулканы и гидротермы) как проявлений латеральных вариаций этого параметра, а не его флюктуаций во времени. В итоге синтез изотопно-гелиевых характеристик подземных флюидов с распределением теплового потока играет ключевую роль в создании реалистических геодинамических моделей становления и эволюции земной коры. Симбатная связь R и q – наглядное выражение процесса тепломассопереноса, каковым является движение любого вещества в геотемпературном поле. В этом процессе, как две стороны медали, неразрывно слиты энергетический (*геотермический*) и материальный (*геохимический*) аспекты, так что только совместный их анализ может дать правильное представление об источниках, природе и масштабах тепломассопотока из недр Земли.

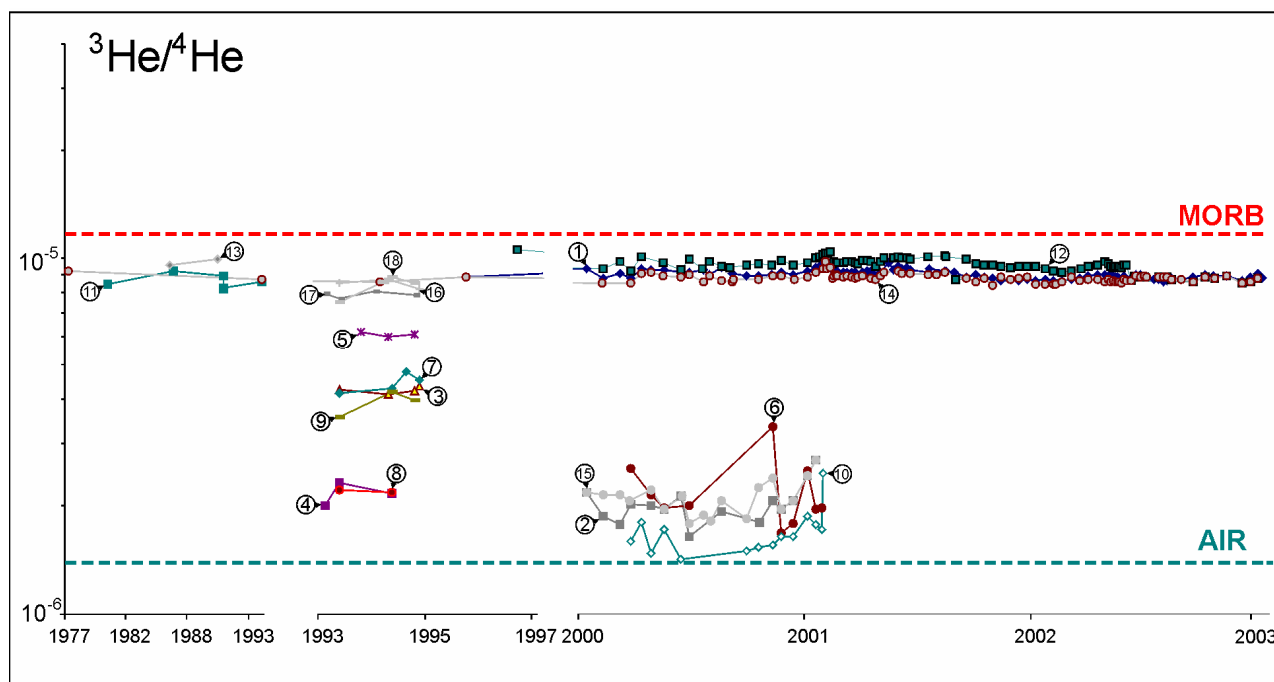


Рис.2. Вариации отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах вулкана Этна и его окружения [7-11]. Цифрами в кружках обозначены газопроявления: (1) Vallone Salato; (2) TDF; (3) San Paolo, скв-на; (4) S. Maria Licodia, источник; (5) Romito Rossa, источник; (6) RNE; (7) Pozzo Primoti, скв-на; (8) Pozzo Illice, скв-на; (9) Pozzo Guardia, скв-на; (10) P78; (11) Paterno, грязевой котел; (12) P39; (13) СВ кратер Этны, фумарола; (14) Naftia мофетта; (15) BVL; (16) Acquarossa, well; (17) Acqua Grassa, источник; (18) Acqua Difesa.

Литература

1. Гордиенко В.В., Тарасов, В.Н. Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. Киев: «Знание», 2001. 102 стр.
2. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 стр.
3. Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Киквадзе О.Е., Иоффе А.И. Изотопы гелия в подземных флюидах Кавказского региона // Мониторинг (наука и технологии), 2012 №1 (10). С. 28-42.
4. Поляк Б.Г. (2000) Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журнал наук о Земле, 2000, т. 2, № 2. С. 109-136.
5. Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Ленинград: «Недра», 1990. 282 стр.
6. Травникова Л.Г., Астахов М.И. Изотопно-геохимические характеристики природных газов Днепровско-Припятской нефтегазоносной провинции // Происхождение и формирование состава природных газов по данным изотопной геохимии. Ленинград: ВНИГРИ, 1981. С. 83-104.
7. Allard P., Carbonelle J., Dailevich D. et al. Eruptive and diffuse emission of CO₂ from Mount Etna. Nature, 1991, vol. 351. P.287-291.
8. Allard P., Jean-Baptiste Ph., D'Allessandro W. et al. Mantle-derived helium in groundwaters and gases of Mount Etna, Italy. Earth and Planet. Sci. Lett., 1997, vol. 148 (3-4). P. 501-516.
9. Alessandro W. Temporal variations of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios of dissolved helium in groundwaters of Mt Etna, Southern Italy. Water-Rock Interaction, 2001. P. 91-94.
10. Hilton D.R., Craig H. (1989) The Siljan Deep Well: Helium isotope results. Geochim. Cosmochim. Acta, 1989, vol. 53. P. 3311-3316.
11. Italiano F., Nuccio P.M., Nakai S., and Wakita H., 1999. Light-noble gas isotopic ratios in gases from Mt. Etna (Southern Italy): implications for mantle contamination and volcanic activity. Journal of Geophysical Research, 1999, 85(B6). P. 3115-21.
12. Tedesco D., Nagao K., Scarsi P. Noble gas isotopic ratios from historical lavas and fumaroles at Mount Vesuvius (southern Italy): constraints for current and future volcanic activity // Earth and Planetary Science Letters, 1998, vol. 164. P. 61-78.

УДК 551.24: 550.837: 550.372

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА МТЗ В РАЙОНАХ С НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКОЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО АЛТАЯ)

Е.В.Поспеева, Л.В.Витте, В.В.Потанов

pospeevaev@ipgg.sbras.ru, potapovvv@ipgg.sbras.ru

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

The study area is located within the Russian Altai. The objects of study are the Chu and Kurai depression. Modern mountain structures exhibit heredity structural position of the tectonic structure formed by the upper Paleozoic. To date, within the study area are made profile and area of work by MTS of more than 150 physical observations. The purpose of research is the study of the processes of the Cenozoic reactivation.

Введение

Район исследования располагается в пределах Русского Алтая. Объектами исследования являются Чуйская и Курайская впадины. Выбор этих объектов обусловлен особенностями их морфотектоники, созданной процессами современной кайнозойской активизации. Русский Алтай - северо-западное продолжение Монгольского Алтая формируется под воздействием ограничивающей его с севера Евразийской плиты, обуславливающей усложнение его неотектонической структуры. Современные горные сооружения обнаруживают унаследованность структурной позиции от тектонической структуры, сформированной к верхнему палеозою. Горные сооружения докайнозойской эпохи сложены породами разнообразными по составу, по возрасту - PZ, MZ, KZ и по генезису (осадочные, интрузивные, эффузивные и метаморфические). Широко развиты разломные проявления. Выделяются три комплекса геологических тел: 1 - поздний протерозой - палеозой; 2 - мезозой - преимущественно интрузивный; 3 - кайнозой.

К настоящему времени в пределах исследуемой площади выполнены профильные и площадные работы методом МТЗ в количестве более 150 физических наблюдений. Профили пересекают Чуйскую впадину в юго-восточном - северо-западном, а также в широтном направлениях, Курайскую - в восточно-северо-восточном. Профили спланированы таким образом для получения наиболее полной информации о строении (структуре) не только впадин, но и их горного обрамления, учитывая тесную временную и генетическую связь процессов, сформировавших эти структуры [1]. Целью исследований является изучение процессов кайнозойской активизации.

Основные результаты

Изучение особенностей кайнозойской тектоники Алтая и ее отображение в глубинной структуре земной коры, фиксируемой мт-исследованиями, позволяет сделать следующие выводы. Земная кора исследованной части Русского Алтая характеризуется сильной раздробленностью и сочетанием различных по размеру блоков и разделяющих их разрывных нарушений. Разломно-блоковое строение земной коры характерно также и для изучаемых впадин, как Чуйской, так и Курайской. Земная кора горного обрамления впадин характеризуется преимущественно высокими значениями удельного электрического сопротивления (УЭС), что соответствует преобладанию здесь интрузивных и метаморфических комплексов. Горные хребты и впадины отделяются глубинными протяженными разрывными нарушениями. В разрезе, характеризующем верхний и средний уровень консолидированной коры горного обрамления впадин, удельное электрическое сопротивление пород изменяется от 1500-2000 Ом.м (Северо-Чуйский, Курайский хребты, Чаган-Узунский горст) до 5000 Ом.м (Южно-Чуйский хребет). На глубинах, порядка 18-20 км выделяется проводящий слой с сопротивлением менее 100 Ом.м. От впадин горные хребты отделяются субвертикальными проводящими неоднородностями с сопротивлением менее 2 Ом.м, приуроченными к зонам глубинных разломов.

Чуйская впадина является самой большой по площади впадиной всей горной системы и представляет собой относительно опущенный блок, обрамленный воздыманиями. Границы

впадины с обрамляющими ее горными сооружениями фиксируются не только сменой уплощенного днища крутыми склонами хребтов, но и сменой рыхлых кайнозойских осадков, выполняющих впадину, скальными докайнозойскими породами, представленными метаморфизованными образованиями и гранитоидными интрузиями. Это хорошо выражено особенностями изменения удельного электрического сопротивления по профилям, секущим впадину и ее борта. Процессы внутриконтинентального орогенеза затронули и саму Чуйскую впадину, обусловив дробление ее основания и формирование линейно вытянутых новейших прогибов, тесно связанных в своем развитии с ростом прилегающих поднятий. Эти же процессы обусловили перемещение глыб и формирование мелкосопочного рельефа - выступов фундамента в пределах впадины. Выступы фундамента с несколько повышенными значениями удельного сопротивления (200-400 Ом.м) характерны для центральной части впадины. Здесь кайнозойские породы ложа, поднятые к поверхности по глубинному разлому, разделяют впадину на два блока (рис. 1).

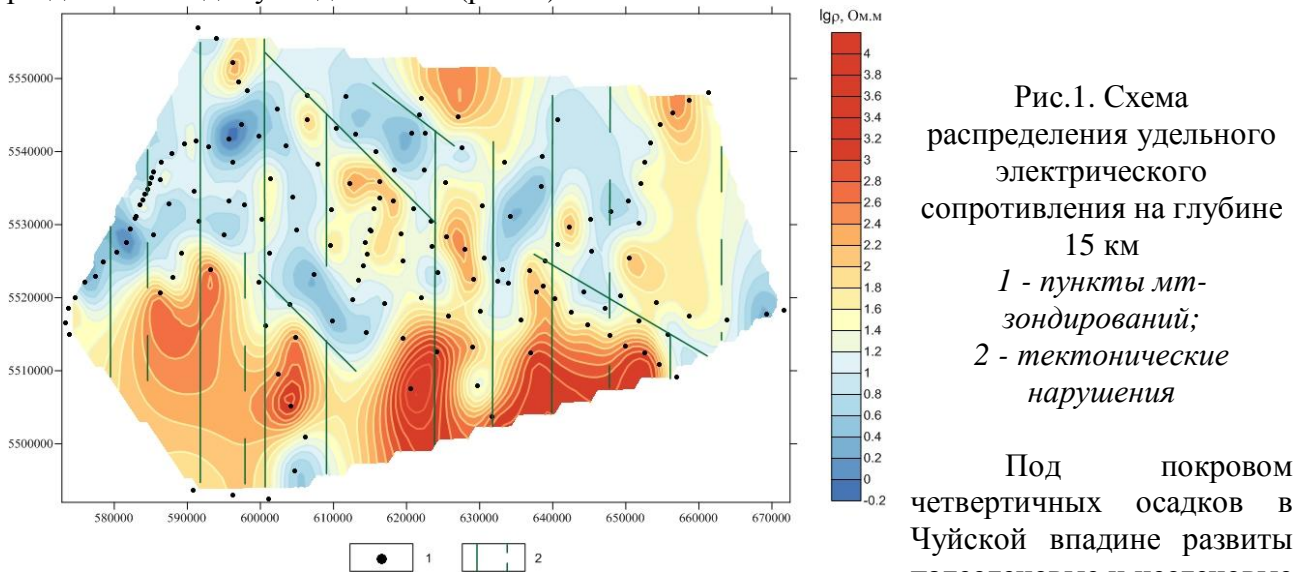


Рис.1. Схема распределения удельного электрического сопротивления на глубине 15 км
1 - пункты мт-зондирований;
2 - тектонические нарушения

Под покровом четвертичных осадков в Чуйской впадине развиты палеогеновые и неогеновые

отложения, объединяющиеся в три серии. Самая нижняя представлена мел-палеогеновой корой выветривания и продуктами ее переотложения (карачумская свита). Ко второй относятся озерные и аллювиально-озерные глинисто-карбонатные и угленосные отложения кошагачской и туерыкской свит. Третья представлена грубообломочными отложениями аллювиально-пролювиального генезиса (кзылгирская, бекенская и башкаусская свиты). Осадки формируются в четыре геоэлектрических горизонта. Первый - с наибольшими значениями удельного сопротивления включает отложения башкаусской, терекской и бекенской свит. Горизонт выдержан по значениям УЭС, в среднем составляющим 700 Ом.м и значительно изменяется по мощности от 400 м до 130 м до полного выклинивания. Второй горизонт, представленный отложениями туерыкской свиты выдержан и по мощности и по сопротивлению, средние значения которых составляют 140 м и 300 Ом.м соответственно. Наиболее проводящий - третий горизонт приурочен к отложениям кошагачской свиты. Среднее сопротивление горизонта 25-30 Ом.м, мощность 200-250 м. Четвертый горизонт с сопротивлением 200-300 Ом.м представлен отложениями палеозойского возраста.

Курайская впадина - крупная межгорная депрессия со взбросо-сдвиговыми тектоническими границами. В западной части впадины палеозойский фундамент выходит на поверхность (рис. 2). Первый геоэлектрический горизонт здесь представлен отложениями баратальской и манжерокской свит нижнего кембрия. Мощность горизонта - 250-300 м, среднее сопротивление 130-200 Ом.м. Второй геоэлектрический горизонт соответствует метаморфизованным породам верхнего протерозоя. Восточная часть впадины представляет собой бассейн кайнозойской седиментации. Здесь выделяется четыре геоэлектрических горизонта. Первый из них выделяется только в юго-западной части профиля (п.п. 17-20). Горизонт приурочен к аллювиальным отложениям четвертичной системы. Его максимальная

мощность составляет 150 м, сопротивление 15-20 Ом.м. Второй горизонт мощностью 250-300 м и сопротивлением 50-70 Ом.м представлен четвертичными породами бекенской и туерыкской фаций ортолыкской свиты. Третий - наиболее проводящий горизонт приурочен к палеогеновым отложениям кошагачской свиты. Мощность и сопротивление горизонта составляют 350 м и 10-20 Ом.м соответственно (рис. 2). Четвертый горизонт с сопротивлением 80 Ом.м соответствует нижнекембрийским отложениям манжерокской подсвиты. В северо-восточной части впадины фиксируется выход на поверхность массива девонских пород, надвинутого на осадки впадины в результате давления со стороны Курайского хребта (п.п 26-27). Отложения аксайской свиты среднего девона, представляют собой мощный комплекс (до 560 м) преимущественно вулканогенных образований. Далее в разрезе прослеживаются породы второго геоэлектрического горизонта, залегающие на породах верхнекаимской подсвиты среднего кембрия.

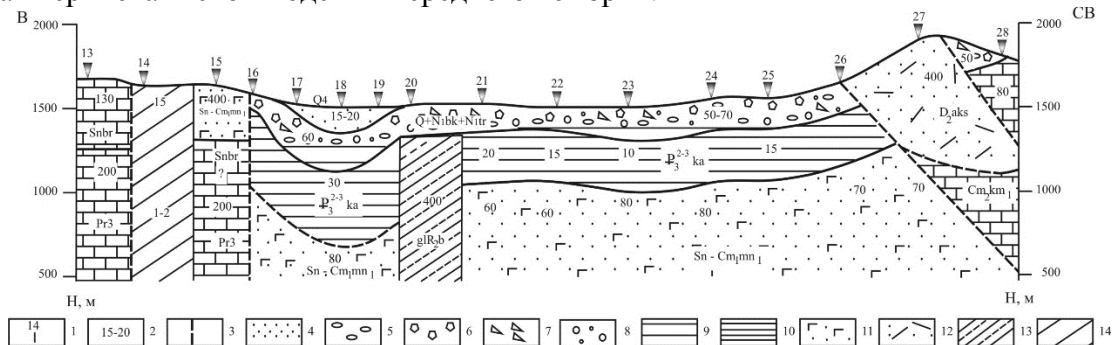


Рис. 2. Геоэлектрический разрез осадочного чехла Курайской впадины

1-пункты мт-зондирования; 2-значения УЭС в Ом.м; 3-тектонические нарушения; Отложения четвертичной системы: 4-аллювиальные; 5-аллювиально-озерные; 6-гляциальные; 7-аллювиально-пролювиальные; Осадки ортолыкской свиты миоцена: Фашии:8-бекенская; 9-туерыкская; палеогеновые осадки: 10-кошагачская свита; 11-вулканогенные образования основного состава; 12-отложения аксайской свиты среднего девона с дайками среднего и основного состава; 13-глаукофановые сланцы болтырганского комплекса; 14-проводящая зона

Отложения Чуйской и Курайской впадин характеризуются пониженными значениями УЭС, характеризующими верхний и средний уровни земной коры (300 и 100 Ом.м соответственно). В западной части впадины, в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения, сопротивление уменьшается до 50 Ом.м. В пределах обеих впадин коровый проводящий слой имеет аномальные параметры. Кровля слоя поднимается до отметок 8-10, а сопротивление понижается до значений, меньших 5 Ом.м. К этой области приурочено основное количество эпицентров землетрясений. Это позволяет сделать вывод о том, что приподнятая кровля проводящего слоя может отделять верхний жесткий блок от более пластичной флюидонасыщенной нижней части, на границе которых и происходит разгрузка накапливающихся напряжений. Установлено, что очаги землетрясений концентрируются преимущественно над субгоризонтальными флюидонасыщенными телами или в верхних их частях [2], поэтому параметры корового проводящего слоя можно отнести к факторам, определяющим сейсмическую активность регионов.

Заключение

Проведенные исследования методом МТЗ крупной структуры Горного Алтая, в том числе Чуйской и Курайской тектонических впадин представляют интерес для понимания глубинных тектонических процессов, которые могут контролировать сейсмические процессы.

Литература

1. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск.: Издательство СО РАН Филиал «Гео», 2004. 311 с.
2. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2009. 327 с.

УДК 550.83:551.214

МЕТОДЫ ВЕКТОРНОЙ ГРАВИМЕТРИИ ПРИ ОБРАБОТКЕ НАЗЕМНО-ПОДЗЕМНОЙ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Простолупов Г.В., Тарантин М.В.

gravik2@rambler.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, Россия

The capabilities of the methods of underground gravimetry and a new guideline – the ground-underground gravimetry are undeservedly forgotten in the present time. A number of failures on a mines of the Verkhnekamsky potassium deposit, which include the flooding of the first and the third mines, led to a fresh look at the problem of geophysical safety of the mining. Methods of ground-underground gravimetry for detection of weak areas of the protective layer over the mines are developed and some examples of application are presented. It is shown that the modern methods of processing and interpretation of ground-underground gravity data significantly increase the information value of research and allow to successfully identify zones that are potentially hazardous to development of productive stratum.

Одной из основных научных тем лаборатории геопотенциальных полей с момента зарождения Горного института УрО РАН (1986 г.) стали вопросы обеспечения безопасности Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС). Работы, проведенные лабораторией на рудниках ВКМКС с 90-х годов прошлого столетия и по настоящее время, дали уникальный материал для исследований, направленных на создание методов интерпретации системы многоуровневых наблюдений поля силы тяжести.

Основой применения гравиметрических исследований является плотностная неоднородность подработанного массива, которая обусловлена как естественными геологическими, так и техногенными причинами. Участки трещиноватых, выветрелых пород отражаются в гравитационном поле локальными отрицательными аномалиями. Такие участки имеют ослабленные механические свойства и при подработке в экстремальных ситуациях разрушаются в первую очередь.

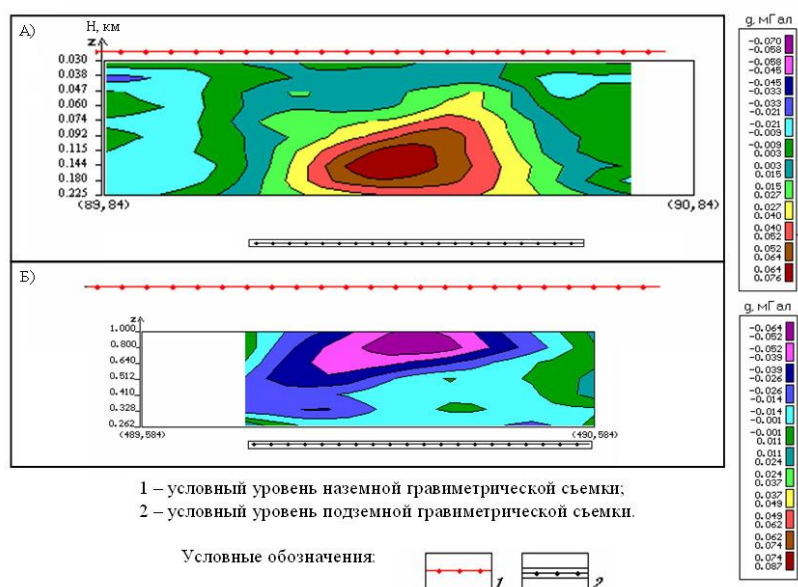


Рис.1. Вертикальные трансформанты гравитационного поля: а) трансформация наземного гравитационного поля вниз; б) трансформация подземного гравитационного поля вверх

Перед В.М. Новоселицким и группой исследователей Горного института УрО РАН была поставлена уникальная задача, и в то время, да и по настоящее время, не имеющая аналогов в мире – интерпретация гравитационного поля, измеренного одновременно на поверхности земли и в шахте, с целью локализации источников, связанных с ослабленными породами, находящихся между двумя уровнями наблюдений.

На начальном этапе наземно-подземная гравиметрия (НПГ) выполнялась в профильном варианте [3]. Однако выработки на калийных рудниках, в отличие от рудных, носят

площадной характер и хорошо подходят именно для площадной съемки. Присутствуют выработки и одна над другой, но вертикальное расстояние между ними (от 3 до 8 м) незначительно по сравнению с расстоянием (от 20 до 200 м) до предполагаемых и представляющих интерес с точки зрения решения горных задач рудника источников аномалий. Поэтому ставшая классической для чисто подземной гравиметрии задача разделения источников на расположенных одна под другой выработках, когда источник может располагаться выше, ниже, сбоку, между профилями, но достаточно близко, или включать в себя профили наблюдений, подробно рассмотренные в 60-70 гг. прошлого столетия на примерах рудников Кривбасса [2], в данных условиях не подходят.

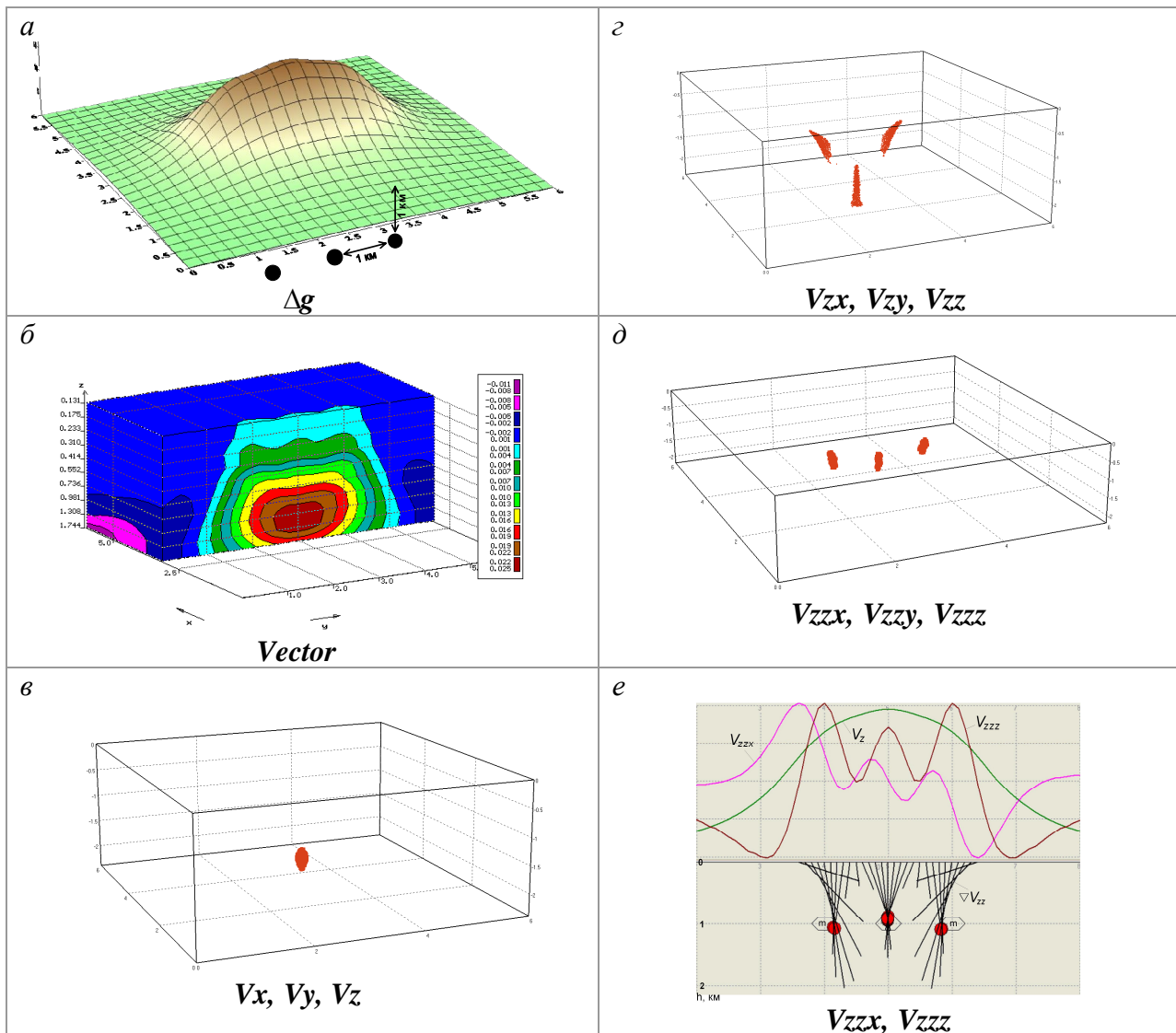


Рис.2. Пример локализации источников по точкам пересечений полных векторов разного порядка: модель и поле источников (а); трансформация в системе Vector (б); локализация по первым (в), вторым (г) и третьим (д, е) производным потенциала V

Для специфических задач наземно-подземной гравиметрии, учитывая высокую чувствительность горизонтальных градиентов поля силы тяжести к неоднородностям плотностей на глубинах водозащитной толщ, была обоснована идея векторной обработки стандартных площадных гравиметрических съемок как наземных, так и подземных, давшая хорошие результаты к примеру на рудниках в г. Березники [4]. Например, на сечениях трехмерных трансформант поля локализован источник, расположенный между двумя уровнями наблюдений (рис.1).

В настоящее время в лаборатории разработаны современные методы такие как: система *Vector* с расширенными возможностями в среде *Windows*, включающий трансформации на основе истокообразных аппроксимаций и ряд новых сервисных функций; система локализации точек пересечений векторов – *Polus*; метод построения градиентов поля в «пирамидах»; метод локализации источников методом оценки вероятностей; монтажный метод решения обратных задач и т.д. Успешно применяются методы наземного гравиметрического мониторинга над выработанным пространством рудников (СКПРУ-2, БКПРУ-4, БКПРУ-1).

Один из упомянутых методов перспективного применения интерпретации НПП – система *Polus* [5], основанная на высокой чувствительности точек пересечений полных градиентов потенциала поля и являющаяся закономерным продолжением метода *Vector*, базирующемся на трансформации горизонтальных градиентов поля. Чувствительность точек пересечений векторов как нельзя лучше подходит для локализации и разделения «тонких» или малоамплитудных эффектов поля, измеренных в шахте.

Разделительные возможности нового метода рассмотрены на примере модели сильно сближенных источников (рис.2а). На трехмерной диаграмме поля трех источников, трансформированного в системе *Vector* (рис.2б), можно увидеть локализованную на эффективной глубине 1.1 км одну положительную аномалию, а в верхней ее части заметен «трезубец». Однако распознать три источника по данной диаграмме невозможно. Результаты трансформации этих же источников в программе *Polus3D* приведены далее. Пересечения продолжений векторов градиентов потенциала V , точки P_I^{++} с компонентами по осям V_x , V_y , V_z локализовались в виде одного скопления (рис.2в). Точки пересечений градиентов поля ∇V_z с компонентами по осям V_{zx} , V_{zy} , V_{zz} , согласно ранее принятой классификации – P_{II}^{++} , сосредоточились в виде трех скоплений: расположенное в центре оказалось значительно ниже крайних (рис.2г). Множество полюсов P_{III}^{++} – точек пересечения векторов ∇V_{zz} с рассчитанными компонентами V_{zzx} , V_{zzy} , V_{zzz} уверенно локализовались в виде трех скоплений, пространственно – в районе заданных трех источников (рис.2д). Для наглядности представлен рисунок двумерной версии программы *Polus2D* (рис.2е).

Это подтверждает предположение о разделительной способности метода и дает импульс дальнейшего использования свойств точек пересечений полных векторов в том числе и при интерпретации результатов НПП.

Наземно-подземная гравиметрическая съемка в настоящее время выполнена на всех Березниковских рудниках (кроме третьего), правда, объем съемок непосредственно в шахтах несопоставим с объемами детальной наземной съемки или с площадью участков выработанного пространства. В целом это говорит о неэффективном использовании мощного средства изучения подработанного пространства и еще недостаточно раскрытом потенциале метода с учетом современных реалий для обеспечения безопасной работы рудников ВКМКС как эксплуатируемых, так и будущих.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В.И. Интерпретация материалов подземных гравитационных и магнитных наблюдений / В.И. Андреев, К.И. Соколовский. - Киев: Наук. Думка, 1971. – 155 с.
2. Бурьян Н.Р. Подземная гравиразведка / Н.Р. Бурьян, А.А. Юньков, Н.М. Анищенко и др. - Л.: Недра, 1979. – 160 с.
3. Новоселицкий В.М. К обоснованию наземно-подземной гравиметрии / В.М. Новоселицкий, А.С. Маргулис // ДАН АН УкрССР, 1991, №8. – С.115-118.
4. Бычков С.Г., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. Гравиметрический мониторинг территории разработки Верхнекамского месторождения калийных солей / Горный журнал. 2013. №6. С. 22-25.
5. Простолупов Г.В., Тарантин М.В. Полярная трансформация производных гравитационного потенциала / Геофизика. 2013. №2. С. 13-18.

УДК 550.383.5, 550.343

**ДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ И ПРОГНОЗ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ АНОМАЛИЙ РАДОНА)**

В.А. Пьянков

V_Pyankov@mail.ru

Институт геофизики им. Ю.П.Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. The methods of short-term earthquake prediction and some results of mathematical modeling of the processes of fracturing in lithosphere are developed. General scientific methodology of short-term prediction is formulated including two sufficient conditions increasing probability of the forecast of seismic event according to author's opinion. The implementations of artificial neural networks for variations of radon are proposed.

По мнению автора, одна из возможных причин неудачных попыток краткосрочного прогноза землетрясений кроется в отсутствии научно обоснованной общей методологии. Наша цель – попытка построения непротиворечивой и последовательной общей методологии (включающей в себя и модель среды), ключевая идея которой состоит в геофизическом мониторинге земной коры и создании искусственного интеллекта для распознавания вероятности сейсмического события. Для обеспечения краткосрочного прогноза землетрясений необходимо иметь адекватную модель среды. В нашем случае предлагается многофазная контрастная модель, представляющая собой пористую проницаемую влаго- и газонасыщенную среду с включениями в твердой матрице урансодержащих минералов (рис.1).

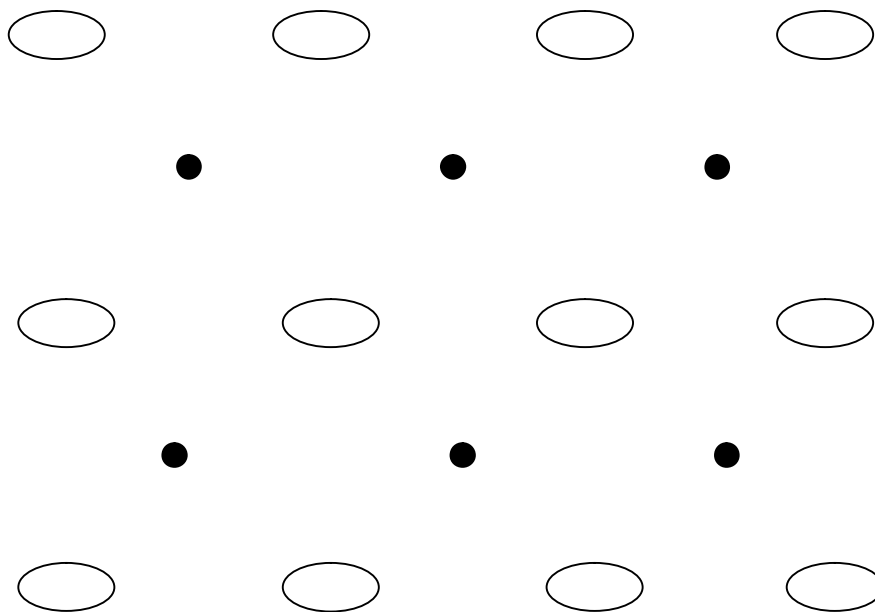


Рис.1. Многофазная контрастная модель среды.

Кроме того, считается, что в зоне предполагаемого сейсмического события в период его подготовки развивается дилатирующее включение. Динамика развития дилатирующего включения зависит от соотношения скорости нарастания тектонических напряжений и коэффициентов гидравлической диффузии зоны дилатирующего включения и вмещающих пород. В зависимости от этих соотношений условия на границе дилатирующего включения могут быть как дренажными, так и недренажными. Для недренажных условий в зоне дилатирующего включения возникает участок пониженного давления поровой жидкости, что в случае радоносодержащих пород приводит к увеличению содержания радона в порах за

счет явления инъекции. Для успешной реализации программы краткосрочного прогноза землетрясений необходимо осуществить площадной мониторинг эксхалляции радона на сейсмоопасном участке.

Задачей любых прогностических исследований является определение динамических параметров развития аномальной зоны земной коры, свойства которой и определяют условия протекания тектонического события. Таким образом, нам необходимо проинтерпретировать наблюдаемые данные. Интерпретация вариаций радона, как и любого другого физического поля, должна начинаться с его разделения на нормальную и аномальную составляющие. В нашей работе проведены исследования вариаций поля эксхалляции радона из массива горных пород, полученные Чи-Ю Кином по 12 скважинам в районе разлома Сан-Андреас (США, Калифорния) в период с 1975 по 1980 год [1]. В этот период времени произошло 17 сейсмических событий с магнитудой около 5. Для анализа выбраны данные эксхалляции радона, полученные при недельной экспозиции трековых детекторов. Для выделения тектонического сигнала в поле вариаций эксхалляции радона применен аппарат факторного анализа, использование которого позволяет получить упорядоченную пространственно-временную картину поля и наблюдать за ее локальными искажениями во времени. В факторном анализе предполагается, что наблюдаемые переменные (в нашем случае это ряды данных на скважинах непрерывной регистрации концентрации радона) являются линейной комбинацией некоторых латентных переменных, число которых, как правило, существенно меньше числа исследуемых переменных. В режиме «реального времени» проанализированы отрезки рядов наблюдений на скважинах с 1 по 12, расположенных вблизи пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас. При анализе использован скользящий интервал. Для каждого интервала времени определялось количество латентных факторов. Проведенный анализ позволяет предположить следующий сценарий развития системы наблюдаемых переменных. В тектонически спокойные периоды ряды на станциях непрерывного наблюдения отражают только вариации нормального поля эксхалляции радона. Отрезки рядов за эти периоды – однофакторные. Затем, в период подготовки тектонического события, начинает работать механизм, ответственный за перераспределение концентрации радона в объеме горной породы. Начиная с этого момента времени, отрезки рядов наблюдений становятся двухфакторными. Далее усиливается роль второго (аномального) фактора (рис. 2). После тектонического события система вновь становится однофакторной. Таким образом, используя аппарат факторного анализа, мы получаем возможность осуществлять как мониторинг процесса релаксации тектонических напряжений, так и в большинстве случаев определять вероятное место и время будущего землетрясения.

Таким образом, заложена основа как для создания методики рангового распознавания ситуации, имеющей место в любой момент времени в окрестности контролируемого очага землетрясения, так и для формирования искусственного интеллекта для автоматического реагирования на изменение параметров сигнала. При окончании фиксации в аномалиях радона процесса релаксации тектонических напряжений (два фактора – один фактор) возникает ситуация, которая требует как математического, так и физического описания процессов эксхалляции радона в случае однофакторного решения. Для анализа ситуации применим искусственные нейронные сети. Для нейросетевого моделирования используется информационный интерфейс с универсальной программой нейросетевого анализа STATISTICA Neural Networks. Это дает возможность эффективно решать задачи при помощи сетей различных типов: однослойных и многослойных перцептронов. Выполним теперь анализ связей между переменными с использованием искусственных нейронных сетей. Переменными в данном случае являются вариации эксхалляции радона на скважинах в районе пресечения разломов Сан-Андреас и Калаверас (Калифорния). Исходной матрицей данных (меняющейся в режиме реального времени) является матрица, строками которой служат пространственные переменные, а столбцами являются вариации переменных во времени. Особенностью нейросетевого моделирования является разделение исходной матрицы данных на две части: обучающую выборку и проверочную последовательность. В результате

тестирования возможных сетей-претендентов выбрана версия сети с наилучшей конфигурацией – трехслойный персептрон с 6 нейронами в промежуточном слое. Анализ результатов исследований показал высокие коэффициенты корреляции и приемлемые величины погрешностей. На рис.2 приведен типичный вид персептрона, полученного в период предполагаемого протекания процесса релаксации тектонических напряжений.

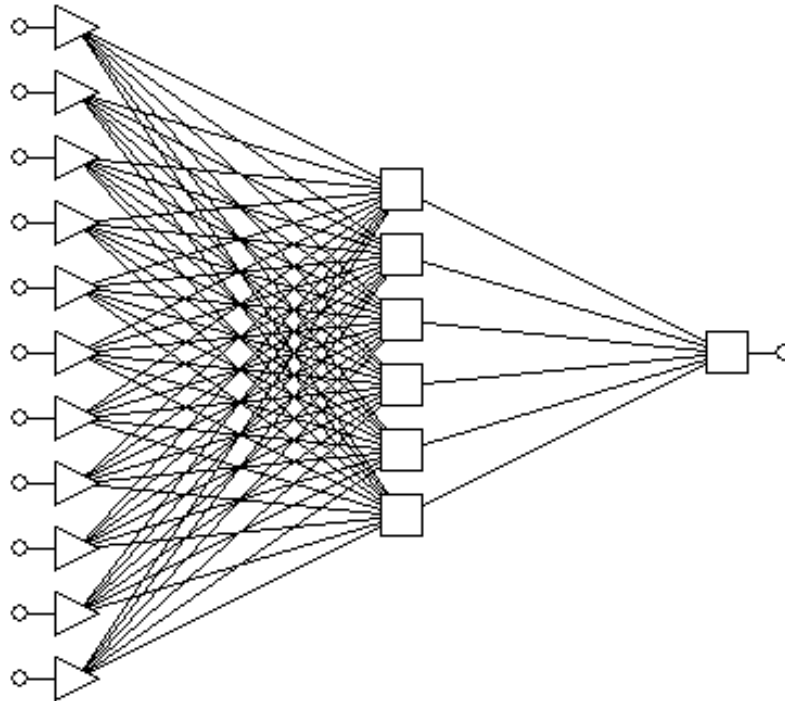


Рис.2. Трехслойный персептрон со сложными связями

При исследовании матрицы переменных в режиме реального времени за неделю до землетрясения формируется персептрон с независимыми переменными. Как может быть объяснена подобная математическая абстракция? Поскольку считается, что к этому времени процесс релаксации тектонической энергии завершен, то и действие дилатирующего пронизаемого объекта прекратилось. Таким образом, а каждой точке наблюдений протекают только процессы радиоактивного распада урана-238 и возникновения радона-222. Поэтому в каждой точке наблюдений количество эманации зависит только от содержания урана-238. Таким образом, фиксируемый нейронными сетями момент начала протекания независимого процесса эксхалиции радона, вероятнее всего, является краткосрочным предвестником землетрясения. Следовательно, нами разработана двухранговая методика распознавания ситуации, имеющей место в любой момент времени в окрестности контролируемого участка земной коры. Методика состоит в том, что раз в неделю выставляется качественная характеристика сейсмической опасности. В нашем случае первый ранг опасности – начало и завершение процесса релаксации напряжений; второй ранг опасности – фиксирование независимого пространственного протекания процесса эксхалиции радона (максимальная вероятность землетрясения).

ЛИТЕРАТУРА

1. King Chi-Yu. Episodic radon changes in subsurface soil gas along active fault and possible relation to earthquakes. *J. Geoph. Res.*, 1980, v.85, No.6, pp. 3065-3078.

УДК 539.374

РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ СТАЦИОНАРНОЙ ЗАДАЧИ ГЕОТЕРМИИ ДЛЯ ТРЕХМЕРНОЙ НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЫ

Ю.В. Пятаков

pyatakovjv@mail.ru

Воронежский государственный университет инженерных технологий, Воронеж, Россия

The mathematical formulation of the three-dimensional steady-state problem of Geothermy are discussed. To approximate the heterogeneity of the structure on thermal and physical properties of the medium, modeled by approximating the volume represented by a set of prisms with constant values of thermal conductivity and density of the internal heat sources. On one part of the boundary of the object are considered as given temperature, on the other - heat flow values. At the contacts of adjacent prisms are given the condition of continuity of temperature and heat flux. Solution of the problem is determined by the potentials: surround, single and double layer.

При прогнозировании и локализации месторождений применяются методы математического моделирования тепловых полей, косвенно указывающих на наличие залежей УВ [1-3].

Объекты моделирования, как правило, имеют различную морфологию, что создает определенные сложности вычислений обусловленных ими аномальных полей.

Поэтому, для того, чтобы учесть неоднородность объекта моделирования D по физическим свойствам [3-5], будем полагать его состоящим из N подобластей - вертикальных призм D_n (см. рис. 1), каждая из которых имеет свои значения коэффициентов теплопроводности λ_n . В этом случае стационарная форма системы уравнений теплопроводности будет иметь вид:

$$\lambda_n \nabla^2 \theta(\mathbf{x}) + f_n(\mathbf{x}), \quad \mathbf{x} \in D_n, \quad (1)$$

где $\theta(\mathbf{x})$ - значение температуры в точке \mathbf{x} ; $f_n(\mathbf{x})$ - значение плотности внутренних источников тепла в D_n .

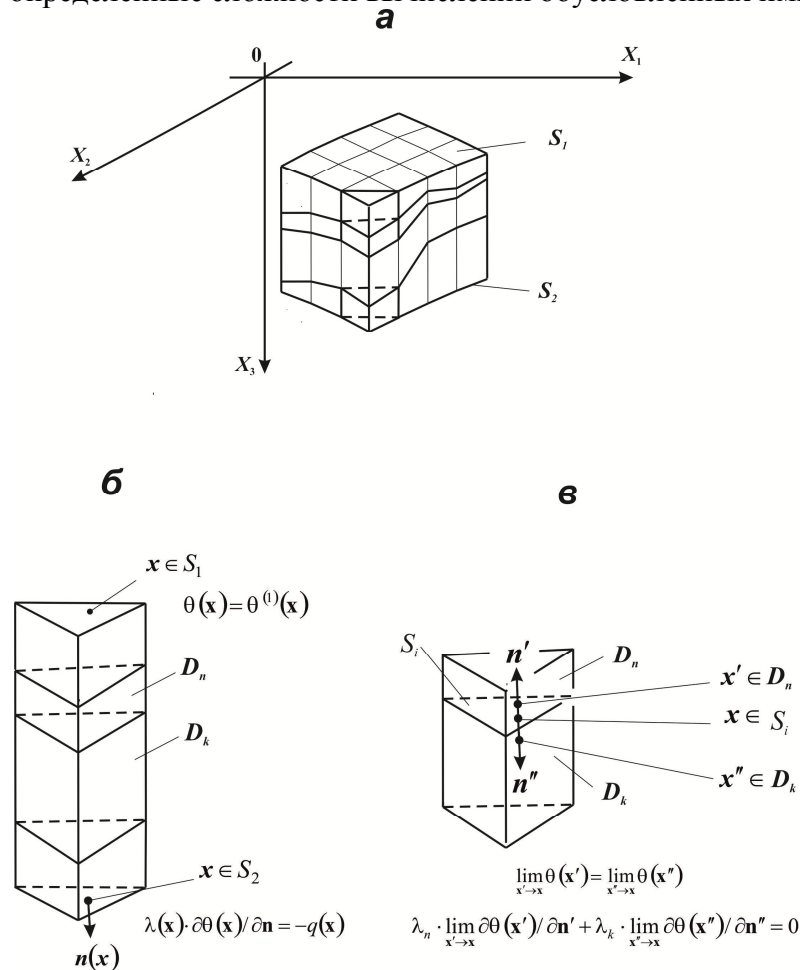


Рис. 1. К постановке прямой задачи геотермии: а) фрагмент моделируемого объема; б) граничные условия задачи; в) контактные условия задачи. Пояснения в тексте

Граничные условия определим следующим образом [2,5]. Пусть граница области $\partial D = S_1 \cup S_2$, при этом:

на поверхности S_1 задано значение температуры

$$\theta(\mathbf{x}) = \theta^{(1)}(\mathbf{x}), \quad \mathbf{x} \in S_1; \quad (2)$$

на поверхности S_2 задано значение теплового потока $q(\mathbf{x})$:

$$\lambda(\mathbf{x}) \cdot \partial\theta(\mathbf{x}) / \partial\mathbf{n} = -q(\mathbf{x}), \quad \mathbf{x} \in S_2; \quad (3)$$

Здесь $\mathbf{n} = \mathbf{n}(\mathbf{x})$ - вектор внешней нормали к поверхности ∂D в точке \mathbf{x} ; $\lambda(\mathbf{x}) = \lambda_n$, $\mathbf{x} \in \partial D_n \cap S_2$.

На поверхности контактов смежных областей D_n и D_k заданы условия непрерывности значений температуры и теплового потока:

$$\lim_{\mathbf{x}' \rightarrow \mathbf{x}} \theta(\mathbf{x}') = \lim_{\mathbf{x}'' \rightarrow \mathbf{x}} \theta(\mathbf{x}''), \quad (4)$$

$$\lambda_n \cdot \lim_{\mathbf{x}' \rightarrow \mathbf{x}} \partial\theta(\mathbf{x}') / \partial\mathbf{n}' + \lambda_k \cdot \lim_{\mathbf{x}'' \rightarrow \mathbf{x}} \partial\theta(\mathbf{x}'') / \partial\mathbf{n}'' = 0, \quad (5)$$

где $\mathbf{x}' \in D_n$, $\mathbf{x}'' \in D_k$; $\mathbf{n}' = \mathbf{n}'(\mathbf{x})$ и $\mathbf{n}'' = \mathbf{n}''(\mathbf{x})$ - соответственно, значения векторов внешних нормалей к ∂D_n и ∂D_k в точке $\mathbf{x} \in S_i$, $S_i = D_n \cap D_k$.

Под решением прямой задачи геотермии будем понимать решение задачи нахождения температуры $\theta(\mathbf{x})$, удовлетворяющей соотношениям (1)-(5).

Выражение для $\theta(\mathbf{x})$ определим в виде суммы объемных потенциалов, потенциалов простого и двойного слоя:

$$\theta(\mathbf{x}) = (4\pi\lambda_n)^{-1} [\theta_1(\mathbf{x}) + \theta_2(\mathbf{x}) + \theta_3(\mathbf{x})], \quad \mathbf{x} \in D_n, \quad (6)$$

где

$$\theta_1(\mathbf{x}) = \sum_{n=1}^N \int_{D_n} f_n(\xi) R^{-1}(\xi - \mathbf{x}) d_\xi V, \quad (7)$$

$$\theta_2(\mathbf{x}) = \int_{S_1} \theta^{(1)}(\xi) R^{-1}(\xi - \mathbf{x}) d_\xi S + \int_{S_2} q(\xi) R^{-1}(\xi - \mathbf{x}) d_\xi S, \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \theta_3(\mathbf{x}) = & \int_{S_1} \theta^{(1)}(\xi) \partial R^{-1}(\xi - \mathbf{x}) / \partial\mathbf{n}(\xi) d_\xi S + \int_{S_2} \theta^{(2)}(\xi) \partial R^{-1}(\xi - \mathbf{x}) / \partial\mathbf{n}(\xi) d_\xi S + \\ & + \int_{S_3} (\lambda''(\xi) - \lambda'(\xi)) / (\lambda''(\xi) + \lambda'(\xi)) \theta^{(3)}(\xi) \partial R^{-1}(\xi - \mathbf{x}) / \partial\mathbf{n}'(\xi) d_\xi S. \end{aligned} \quad (9)$$

Поверхность $S_3 = \bigcup_{i=1}^M S_i$ в (9) представляет собой совокупность площадок, каждая из которых

является поверхностью контакта некоторых смежных тел D_n и D_k : $S_i = D_n \cap D_k$, $n \neq k$; $\lambda'(\xi) = \lambda_n$, $\lambda''(\xi) = \lambda_k$, $\xi \in S_i$.

Значения функций $q^{(1)}(\xi)$, $\theta^{(2)}(\xi)$, $\theta^{(3)}(\xi)$, входящих в выражения (8), (9) определяются решением системы интегральных уравнений, получаемых подстановкой (6)-(9) в гранично-контактные условия (2)-(5).

ЛИТЕРАТУРА

- Исаев В.И., Старостенко В.И. Оценка нефтегазоматеринского потенциала осадочных бассейнов Дальневосточного региона по данным гравиметрии и геотермии// Геофизический журнал. – 2004. – Т. 26. – № 2. – С. 46-47.
- Исаев В.И. Нефтегазоносность Дальнего Востока и Западной Сибири по данным гравиметрии, геотермии и геохимии/ В.И. Исаев, Ю.В. Коржов, Г.А. Лобова, С.А. Попов – Томск: Изд-во Томского политехнического университета. 2011. – 384 с.
- Череменин Г.А. Прикладная геотермия. – Л.: Недра. 1977. 224 с.
- Пятаков Ю.В., Исаев В.И. Методы теории потенциала при решении прямых задач гравиметрии и геодинамики трёхмерных неоднородных сред// Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 321. № 1. – С. 76-83.
- Пятаков Ю.В., Исаев В.И. Использование методов теории потенциала при решении прямых задач геофизики для трёхмерных сложнопостроенных сред// Геофизический журнал. – 2013. – Т. 35. – № 2. – С. 78-97

УДК 539.374

РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ ТРЁХМЕРНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ ТИПОВОГО АППРОКСИМИРУЮЩЕГО ЭЛЕМЕНТА С ЭКСПОНЕНЦИАЛЬНО МЕНЯЮЩЕЙСЯ С ГЛУБИНОЙ ПЛОТНОСТЬЮ

Ю.В. Пятаков

pyatakovjv@mail.ru

Воронежский государственный университет инженерных технологий, Воронеж, Россия

The solution of the direct problem of gravity for vertical prism with arbitrary upper and lower bases and density that varies with depth exponentially is presented.

Развитие методов моделирования геофизических полей тесно связано с проблемой решения прямых задач – задач определения соответствующих элементов поля по заданному распределению физических параметров, характеризующих определенные свойства изучаемой геологической среды (плотность, намагниченность, теплопроводность, упругость, вязкость и др.).

Подходы к построению алгоритмов вычисления геофизических полей во многом определяются аппроксимационными моделями, принятыми при описании возмущающих масс. Одним из способов такого описания является представление моделируемых объектов с помощью системы типовых трехмерных аппроксимирующих элементов [1-5].

Как отмечено в работах [1,3], при плотностном моделировании геологических структур в гравитационном поле их необходимо сводить к трехмерным моделям, а плотностную параметризацию осуществлять с учётом изменения плотности, как в латеральном направлении, так и в направлении от кровли к подошве.

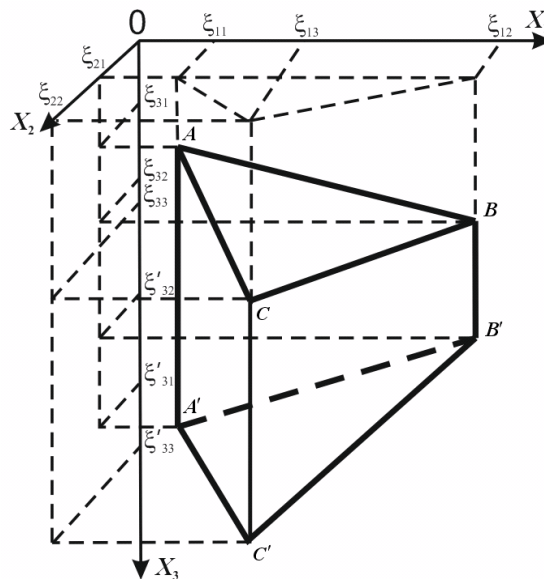


Рис. 1. Типовой аппроксимирующий элемент.

Для того чтобы учесть перечисленные требования в качестве аппроксимирующего элемента будем использовать вертикальную призму с произвольной ориентировкой оснований (см. рис. 1).

Известно, что плотность осадочных пород, вследствие необратимых процессов уплотнения меняется с глубиной по закону, который эффективно описывается зависимостями вида:

$$\rho(\xi_3) = B_0 - B_1 \cdot \exp(-B_2 \cdot \xi_3), \quad (1)$$

где B_0 – минеральная плотность отложения, коэффициент B_1 интерпретируется как величина пропорциональная пористости неуплотненных осадков, а B_2 – как интенсивность воздействия фактора геологического времени.

Поэтому будем полагать, что плотность в аппроксимирующем элементе меняется по экспоненциальному закону (1).

Под прямой задачей гравиметрии для данного тела понимается задача определения вертикальной составляющей гравитационного потенциала, выражение для которой имеет вид:

$$V_{x_3}(\mathbf{x}) = \int_D \rho(\xi_3)(\xi_3 - x_3)R^{-3}(\xi - \mathbf{x})d_\xi V = V'_{x_3}(\mathbf{x}) - V''_{x_3}(\mathbf{x}), \quad (2)$$

где

$$V'_{x_3}(\mathbf{x}) = B_0 \int_D (\xi_3 - x_3)R^{-3}(\xi - \mathbf{x})d_\xi V, \quad (3)$$

$$V''_{x_3}(\mathbf{x}) = B_1 \exp(-B_2 x_3) \int_D \exp[-B_2(\xi_3 - x_3)](\xi_3 - x_3)R^{-3}(\xi - \mathbf{x})d_\xi V, \quad (4)$$

$$R(\xi - \mathbf{x}) = \sqrt{(\xi_1 - x_1)^2 + (\xi_2 - x_2)^2 + (\xi_3 - x_3)^2}$$

Интеграл в правой части (3) представляет собой гравитационный эффект от однородного многогранника (призмы), аналитическое выражение для которого приведено в работе [2].

Переход от объемного интеграла в правой части (4) к интегралу по поверхности удобно осуществить, пользуясь формулами, известными из теории потенциала. Действительно, на основании первой формулы Грина, имеем:

$$\int_D [f(\xi)\Delta u(\xi) + (\nabla f(\xi), \nabla u(\xi))]d_\xi V = \int_{\partial D} f(\xi)\partial u(\xi) / \partial \mathbf{n} d_\xi S. \quad (5)$$

Здесь ∇ - оператор Гамильтона; Δ - оператор Лапласа; $(\nabla f(\xi), \nabla u(\xi))$ - скалярное произведение векторов $\nabla f(\xi), \nabla u(\xi)$; $\mathbf{n} = \mathbf{n}(\xi)$ - значение вектора внешней нормали к ∂D в точке $\xi \in \partial D$; ∂D - граница аппроксимирующего тела (призмы) D .

Положив в (5) $f(\xi) = \exp[-B_2(\xi_3 - x_3)]/B_2$, $u(\xi) = R^{-1}(\xi - \mathbf{x})$, получим выражение для $V''_{x_3}(\mathbf{x})$ в точках, внешних по отношению к D :

$$V''_{x_3}(\mathbf{x}) = B_1 / B_2 \cdot \exp(-B_2 x_3) \int_{\partial D} \exp[-B_2(\xi_3 - x_3)]\partial R^{-1}(\xi - \mathbf{x}) / \partial \mathbf{n} d_\xi S, \quad \mathbf{x} \notin D. \quad (6)$$

Определение интеграла в правой части (6) удобно выполнить в системах координат $O\xi_1^i \xi_2^i \xi_3^i$, связанных с гранями S_i призмы D и определяемых соотношениями [2]:

$$(\xi^i)^T = M_i \cdot (\xi - \mathbf{x})^T, \quad \xi^i = (\xi_1^i, \xi_2^i, \xi_3^i), \quad i = 1, 2, \dots, 5. \quad (7)$$

Здесь T - знак транспонирования; $M_i = \|m_{k,p}\|_{3 \times 3}$ - ортогональная матрица преобразования (7);

такая, что в новой системе координат плоскость, несущая грань S_i имеет уравнение

$\xi_3^i = const$, а угол между осями $O\xi_3^i$ и Ox_3 не превышает $\pi/2$; $m_{1,1}^i = -B_i D_i / (q_i |D_i|)$;

$m_{1,2}^i = A_i D_i / (q_i |D_i|)$; $m_{1,3}^i = 0$, $m_{2,1}^i = -A_i D_i |C_i| / (q_i K_i |D_i|)$;

$m_{2,1}^i = -B_i D_i |C_i| / (q_i K_i |D_i|)$; $m_{2,2}^i = -B_i D_i |C_i| / (q_i K_i |D_i|)$; $m_{2,3}^i = -q_i D_i C_i / (K_i |C_i D_i|)$;

$m_{3,1}^i = A_i C_i / (K_i |C_i|)$; $m_{3,2}^i = B_i C_i / (K_i |C_i|)$; $m_{3,3}^i = |C_i| / K_i$, $q_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2}$; $K_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2 + C_i^2}$;

A_i, B_i, C_i, D_i - коэффициенты уравнения i -й грани призмы: $A_i \cdot x_1 + B_i \cdot x_2 + C_i \cdot x_3 + D_i = 0$ в исходной системе координат $Ox_1 x_2 x_3$, определяемые по значениям координат вершин грани.

В этом случае, учитывая инвариантность $R(\xi - \mathbf{x})$ по отношению к ортогональным преобразованиям (7), интеграл в (6) можно записать в виде суммы интегралов по граням S_i :

$$V_{x_3}''(\mathbf{x}) = -B_1 / B_2 \cdot \exp(-B_2 x_3) \sum_{i=1}^5 \int_{S_i}^{\xi_3^i} \exp[-B_2(m_{3,2}^i \xi_2^i + m_{3,3}^i \xi_3^i)] R^{-1}(\xi^i) d\xi_1^i d\xi_2^i. \quad (8)$$

Выполняя интегрирование (8) по переменной ξ_1^i , получим выражение для $V_{x_3}''(\mathbf{x})$ в виде:

$$V_{x_3}''(\mathbf{x}) = -B_1 / B_2 \cdot \exp(-B_2 x_3) \sum_{i=1}^5 \xi_3^i \sum_{j=1}^{N_i} \int_{a_{i,j}}^{b_{i,j}} \exp[-B_2(m_{3,2}^i \xi_2^i + m_{3,3}^i \xi_3^i)] \xi_1^i \left[(\xi_2^i)^2 + (\xi_3^i)^2 \right]^{-1} R^{-1}(\xi^i) d\xi_2^i, \quad (9)$$

где N_i - количество вершин i -й грани призмы; $a_{i,j}$, $b_{i,j}$ - проекции вершин j -го ребра грани S_i на ось $O\xi_2^i$; $\xi_1^i = \alpha_{i,j} \xi_2^i + \beta_{i,j}$ - уравнение прямой, несущей j -е ребро грани S_i .

Интегралы в правой части (9) не выражаются в конечном виде, поэтому для их вычисления будем использовать квадратурные формулы Гаусса-Лежандра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Старостенко В.И., Легостаева О.В. Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной призмы// Физика Земли. – 1998. – №12. С. 31-44.
2. Страхов В.Н., Лапина М.Н. Прямые задачи гравиметрии и магнитометрии для однородных многогранников// Геофизический журнал. – 1986. – Т. 8. – № 6. – С. 20-31.
3. Исаев В.И., Пятаков Ю.В. Решение прямой задачи гравиметрии для трехмерных блоково-градиентно-слоистых сред// Геофизический журнал. – 1990. – Т. 12. – № 3. С. 72-79.
4. Пятаков Ю.В., Исаев В.И. Методы решения прямых задач гравиметрии// Известия Томского политехнического университета – 2012. Т. 320. – № 1. С.105-110.
5. Пятаков Ю.В., Исаев В.И., Косыгин В.Ю. Методы теории потенциала при решении прямых задач гравиметрии и геодинамики трехмерных неоднородных сред// Известия Томского политехнического университета – 2012. Т. 321. – № 1. С.76-83.

УДК 550.837

ИНДУКЦИОННЫЕ ЧАСТОТНЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ В ОБСАЖЕННЫХ СКВАЖИНАХ

А.Н. Ратушняк, А.Д. Коноплин

geo_info@mail.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract: Possibility of electromagnetic sounding through the conductive casing string with quadrupole magnetic source to estimate electric resistivity of media is shown.

Для определения удельного электрического сопротивления горных пород за металлической обсадной колонной скважины разрабатывается метод токового электрического каротажа (аппаратура ЭКОС-31-7). Метод реализуется с помощью зонда каротажа сопротивлений с измерением разности напряжения, возникающего при протекании приложенного тока по породам вблизи скважины, и опробуется в нефтепромысловых скважинах для оценки нефтенасыщенности, текущего состояния выработки пластов-коллекторов и уточнения положений невырабатываемых участков залежи [1].

Задачами исследований электромагнитными методами каротажа через обсадную колонну скважины являются: – определение неоднородностей удельного электрического сопротивления пород по латерали (горизонтальные границы пород); – определение неоднородностей удельного электрического сопротивления в радиальном направлении (зона цементации, зона проникновения, неизменная часть пласта). Решения этих задач позволят проводить мониторинг текущего нефтенасыщения продуктивных пластов-коллекторов.

Квадрупольная установка для индукционных частотных зондирований

1). Для определения через обсадную колонну скважины горизонтальных границ сред с различными удельными электрическими сопротивлениями предлагается использовать метод индукционного частотного зондирования с симметричной квадрупольной установкой, состоящей из двух соосных магнитных диполей с равными моментами встречного направления $M_{z1} = -M_{z2}$. В точке измерений N , расположенной на этой же оси на равном расстоянии $R_1 = R_2$ от диполей измеряется осевая составляющая магнитной индукции B_z (рис.1).

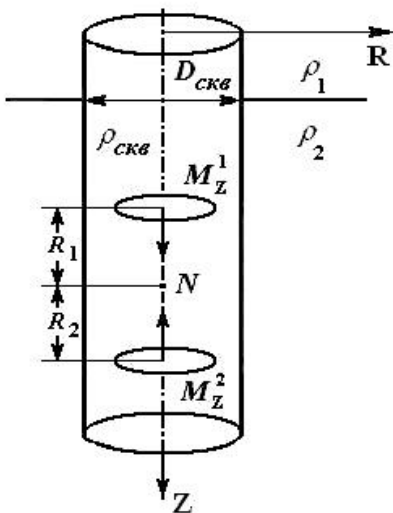


Рис.1. Симметричная квадрупольная установка индукционных частотных зондирований вблизи контакта сред с различным удельным электрическим сопротивлением

- Особенностью магнитного поля, создаваемого симметричной установкой, является отсутствие B_z составляющей, измеряемой на оси скважины, от электрических неоднородностей в виде цилиндрически-неоднородных слоев из-за симметрии электромагнитного поля, поскольку магнитное поле в точке N , создаваемое первым диполем скомпенсировано встречным магнитным полем, создаваемым вторым диполем со встречным моментом.

При наличии горизонтальных границ раздела сред перемещение установки по скважине из среды с удельным сопротивлением ρ_0 в среду с удельным сопротивлением ρ_1 приводит к раскомпенсации и появлению B_z составляющей магнитного поля, величина и направление которого пропорциональна частоте тока f в дипольных источниках и зависит от моментов диполей, разнеса $2R$ и контрастностей сред по удельному электрическому сопротивлению ρ_1/ρ_0 .

Для изучения влияния горизонтальных границ раздела сред с различными удельными сопротивлениями на величину Z составляющей магнитного поля, создаваемого двумя соосными магнитными диполями с равными единичными моментами встречного направления, воспользуемся решением задачи о магнитном поле гармонического магнитного диполя в горизонтально-слоистой среде [2].

Реальная составляющая магнитной индукции ReB_z на оси скважины от контрастности сред по удельному электрическому сопротивлению практически не зависит. Мнимая составляющая JmB_z при переходе через контакт сред с различными удельными электрическими сопротивлениями будет иметь вид, представленный на рис.2 на трех частотах (шифр кривых).

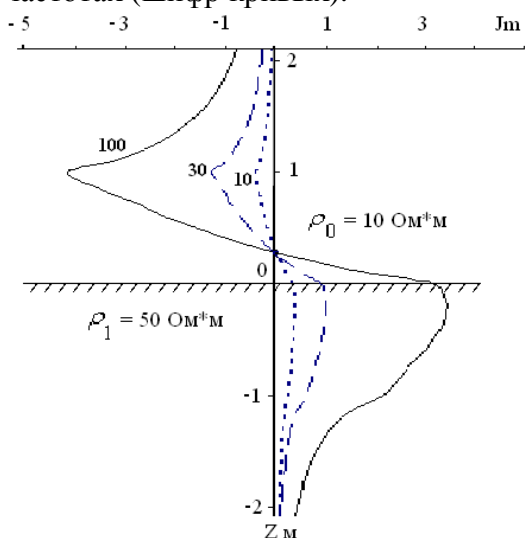


Рис.2. Кривые JmB_z - составляющей магнитной индукции квадрупольной установки на оси скважины при переходе через контакт сред на трех частотах (шифр кривых в Гц)

Контакт сред с различным удельным электрическим сопротивлением можно определить по положению точки минимума JmB_z с учетом полуразноса установки R . При обратном соотношении удельных электрических сопротивлений сред кривые JmB_z имеют обратные знаки, т.е. зеркально отраженный относительно границы раздела сред вид.

2). Для определения через обсадную колонну скважины удельного электрического сопротивления среды предлагается использовать несимметричную квадрупольную установку, состоящую из двух соосных магнитных диполей с различными моментами встречного направления M_{z1}^* и $-M_{z2}^*$. В точке измерений N , расположенной на этой же оси на различном расстоянии R_1 и R_2 между диполями измеряется составляющая магнитного поля H_z , направленная вдоль оси диполей.

- Особенностью магнитного поля, создаваемого несимметричной установкой, является компенсация в проводящей обсадной колонне напротив точки измерения вихревого электромагнитного поля от магнитных диполей встречного направления. При этом за проводящей колонной электромагнитное поле будет раскомпенсировано, поскольку величины моментов магнитных диполей различны.

Для изучения влияния сред с различными удельными сопротивлениями в радиальном направлении на величину Z составляющей магнитного поля, создаваемого двумя соосными магнитными диполями с равными единичными моментами встречного направления, воспользуемся решением задачи о магнитном поле гармонического магнитного диполя в радиально-неоднородной среде [2], для учета влияния проводящей обсадной трубы применим граничные условия для S -плоскости.

Соотношения магнитных моментов дипольных источников

Для компенсации вихревого электрического поля в проводящей колонне радиуса a от двух встречных магнитных диполей с различными моментами определим соотношения их моментов, направленных параллельно оси Z , из выражения $E_{\varphi i} = rot_{\varphi} A_i^*$, для квазистатического случая $k = 0$. Из $E_{\varphi 1} = -E_{\varphi 2}$ соотношения магнитных моментов диполей при $z_1 = 2z_2$ для $z_1 > a < z_2$ составляет $M_{z1} = -8M_{z2}$.

Магнитное поле квадрупольной установки и S -плоскости на границе сред.

На рис.3 представлены примеры частотных кривых Re и Jm квадратур B_z составляющей

магнитного поля на оси скважины радиуса a , вычисляемой по формуле

$$H_{z0} = \frac{M_z^*}{2\pi} \frac{1}{z^3} - \frac{M_z^*}{2\pi^2} \int_0^{\infty} \lambda^2 \left[\frac{K_1(\lambda a)}{I_1(\lambda a)} + \lambda \beta_o \right] \cos \lambda z d\lambda, \quad \text{где: } m = \sqrt{\lambda^2 + k_1^2},$$

$\beta_o = -K_1(m_1 a) [\alpha_o I_o(\lambda a) + K_o(\lambda a)] / (\mathcal{M}_o(\lambda a) K_1(m_1 a) + m_1 K_o(m_1 a) I_1(\lambda a) - j\omega \mu_o S I_1(\lambda a) K_1(m_1 a))$, создаваемой током от квадрупольной установки двух магнитных диполей со встречными моментами и обсадной колонной в виде S-плоскости на границе «скважина-порода» при различных удельных сопротивлениях пород (шифр кривых). Соотношения разносов между диполями $z_1=2z_2$, $z_2=1$ м. Разнос $Z = z_1 + z_2 = 3 z_2$.

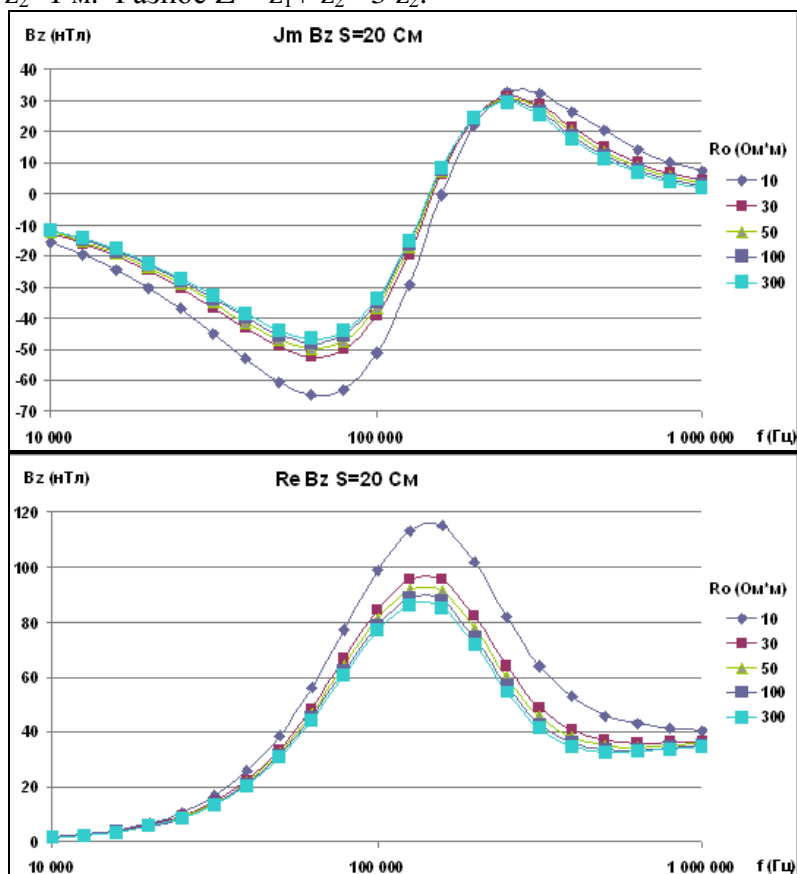


Рис.3 $Jm Bz$ (вверху) и $Re Bz$ (внизу) на оси скважины, для разноса $Z=3$ м при $S=20$ [См]

Квадратуры Re и $Jm Bz$ - составляющей магнитного поля, изменяемой на оси скважины от квадрупольной установки с двумя магнитными диполями встречного направления различных моментов зависят от величины удельного электрического сопротивления вмещающих пород при величинах продольной проводимости обсадной колонны S не более 1000 См.

Разрешающую способность метода для определения величины удельного сопротивления вмещающих горных пород при увеличении продольной проводимости обсадной колонны S можно увеличить за счет большего разноса установки.

Вывод. Индукционный каротаж через обсадную колонну с использованием квадрупольной установки с двумя магнитными диполями встречного направления различных моментов для определения величины удельного сопротивления вмещающих горных пород возможен для обсадных труб, толщина и удельная электропроводность которых ограничена.

Литература

1. Кашик А.С., Рыхлинский Н.И., Книжнерман Л.А., Кривонос Р.И., Степанов А.С. К вопросу об электрическом каротаже скважин, обсаженных стальными колоннами, аппаратурой на кабеле. // НТВ «Каротажник», 2004. № 3-4, в. 116-117.
2. Краев А.П. Основы геоэлектрики. -Л.: Недра. 1965. 587 с.

УДК 550.837

**ОКОНТУРИВАНИЕ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ ДВУХПОЛЮСНОЙ
ТОКОВОЙ УСТАНОВКИ**

В.М. Сапожников, Р.С. Романов

guronchel@mail.ru

Уральский государственный горный университет, Россия, Екатеринбург

This article discusses the possibility of determining contours of the ore bodies with the use of a two-pole immersed plant. Discusses the advantages of this technique.

Вариант метода заряда с использованием двух разнополярных токовых электродов, погружаемых в разведочную скважину известен давно [1]. Возросший интерес к этому способу оконтуривания рудных залежей связан с его главным достоинством – оперативностью и простотой исследований. Расположение отрицательного токового электрода В ниже заряженного тела, хотя и ослабляет электрическое поле на дневной поверхности, но и усиливает влияние кромок изучаемого объекта, что позволяет по экстремумам графиков градиента потенциала откартировать проекцию рудной залежи на дневную поверхность. Для этого достаточно вычислить измеренное электрическое поле по серии лучей или субпараллельных профилей.

Теоретические предпосылки применения способа изучались с помощью моделирования в двухслойной электролитической ванне и баке [1].

В настоящее время появилась возможность провести расчеты электрических полей на моделях в форме сфероидов. Простейшей моделью является плоский круглый диск, для которого получено решение в поле точечного источника [2]. Это позволяет не только учесть присутствие нижнего источника, но и, применив метод зеркального изображения, учесть влияние дневной поверхности. В качестве теоретических примеров применения способа приводятся графики градиента потенциала над моделями рудной залежи. Имеется возможность сопоставить поле для случаев двухполюсной токовой установки и традиционного варианта метода заряда. Хорошо заметно, что при двухполюсном варианте экстремумы градиента потенциала точнее соответствуют краям изучаемого проводника. Преимущество двухполюсной установки в этом случае возрастает с заглублением залежи.

Современные способы обработки измерений позволяют в ряде случаев использовать данный способ и для оконтуривания не контрастных по электрическим свойствам. Предпосылкой является методика условного повышения контрастности объекта [3]. Но для этого требуется наличие еще одной скважины, вскрывающей геологическое тело, или достаточно большая мощность подсечения одной скважиной.

Можно отметить еще одно достоинство способа, заключающееся в заметном ослаблении влияния покровных отложений и неоднородностей влияния среды, которые заметно осложняют интерпретацию поля заряженного тела.

Имеется также возможность определять размеры крутопадающих пластовых залежей. Для этого необходимо выполнить измерения градиента потенциала по профилю, проходящему субпараллельно простиранию объекта по другую сторону от проекции отрицательного токового электрода. Последний может быть расположен как в скважине, так и на дневной поверхности. Границам залежи соответствуют экстремумы графика.

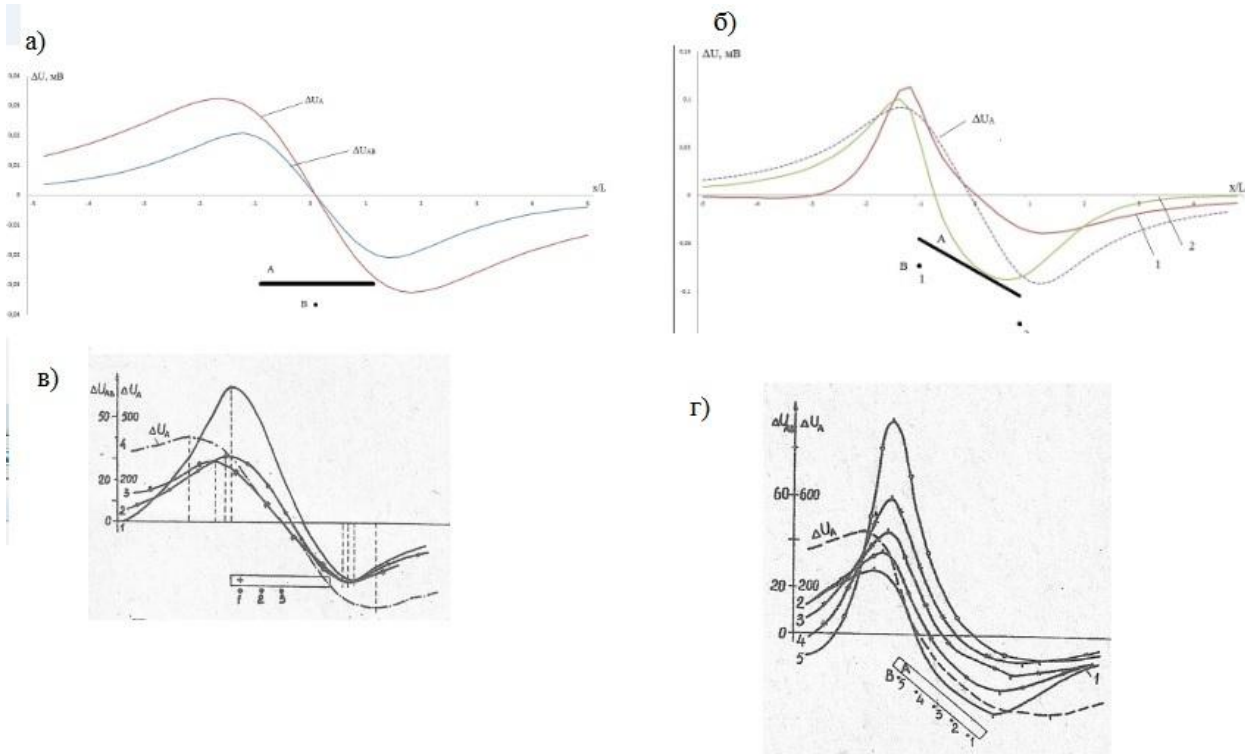


Рис.1. Графики градиента потенциала поля токовой установки (A(+))B(-) и A(+) , иллюстрирующие возможности определения границ проводника по результатам математического (а,б) и физического (в,г) моделирования

Список литературы

1. Сапожников В.М. Математическая обработка и интерпретация материалов метода заряда: учеб. Пособие/В.М.Сапожников. – Свердловск: изд-во УПИ им. С.М. Кирова, 1977. 50с.
2. Сапожников В.М. Диск, полуплоскость и плоскость с вырезом имеющие идеальную электропроводность в поле точечного источника тока/ Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Серия: геология и геофизика. Выпуск 5, 1996г. С 110-115
3. Сапожников В.М. Электрометрический способ определения размеров геологических тел, вскрытых скважиной / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 10-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. М: ИФЗ РАН, 2013. с. 305-309

УДК 621.3.018.12

ПОГРЕШНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФАЗОВОГО УГЛА МЕЖДУ СИГНАЛАМИ НИЗКОЙ ЧАСТОТЫ С НАКОПЛЕНИЕМ И GPS-СИНХРОНИЗАЦИЕЙ

А.И. Сарвартинов, О.Л. Сокол-Кутыловский

authur82@mail.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

The error of definition of a phase between two periodic signals of low frequency with accumulation of the signals synchronized by GPS receivers is investigated. It is shown that the casual error of definition of a phase can be 10^{-4} radian on the frequency 0,5 Hz.

Введение

Для поиска электромагнитных аномалий в геофизике в настоящее время широко используются амплитудные методы измерения вторичного электромагнитного поля. Фазовые методы в электроразведке носят чаще вспомогательный характер, например, для синхронного детектирования слабых сигналов электромагнитного поля. Фазовый сдвиг сигналов магнитного поля, как информативный параметр, практически не применяется, так как имеющаяся аппаратура не обеспечивает достаточную точность измерения фазового угла. Тем не менее, метод поиска электромагнитных аномалий по измерению фазового сдвига в низкочастотной индукционной электроразведке представляют интерес, так как не требует воссоздания топологии первичного поля источника возбуждения.

Методика определения фазового угла между периодическими сигналами низкой частоты и исследование погрешности определения фазового угла.

С целью повышения точности измерений фазового угла были разработаны компьютерные программы обработки периодических сигналов низкой частоты с визуализацией результатов измерений. Однако данных о фазовых характеристиках и относительных временах задержки сигналов в каналах измерения аналого-цифрового преобразователя (АЦП) в технической документации нет. Чтобы использовать разработанный метод с прямым измерением фазового сдвига [1], необходимо было оценить погрешность элементов комплекса аппаратуры. Исследовались случайная и систематическая погрешность определения фазового угла двух синхронных периодических сигналов низкой частоты при различных временах дискретизации АЦП, на различных частотах и при различном числе периодов накапливаемого сигнала. На рис.1 показана блок-схема измерительного комплекса. Сигнал измерительного канала поступал на АЦП с магнитомодуляционного преобразователя, расположенного внутри токовой петли, возбуждаемой генератором тока, который управлялся сигналом 1 pps (one pulse per second), поступающим от первого GPS-приемника. При этом сигнал 1 pps преобразовывался в прямоугольный со скважностью 2.

Опорный сигнал принимался вторым GPS-приемником, расположенным в приемной части комплекса, также преобразовывался в прямоугольный и подавался непосредственно на второй вход АЦП. Оба сигнала одновременно записывались на компьютер, после чего обрабатывались с помощью разработанного программного обеспечения. Разность фаз между сигналами определялась следующим образом. При помощи дискретного преобразования Фурье по полученным данным измерений вычислялись комплексные амплитуды основной частоты измерительного и опорного сигналов. В результате комплексного деления этих амплитуд получался тангенс фазового угла, из которого вычислялся фазовый угол. Аналогично вычислялся фазовый сдвиг на нечетных гармониках сигнала основной частоты.

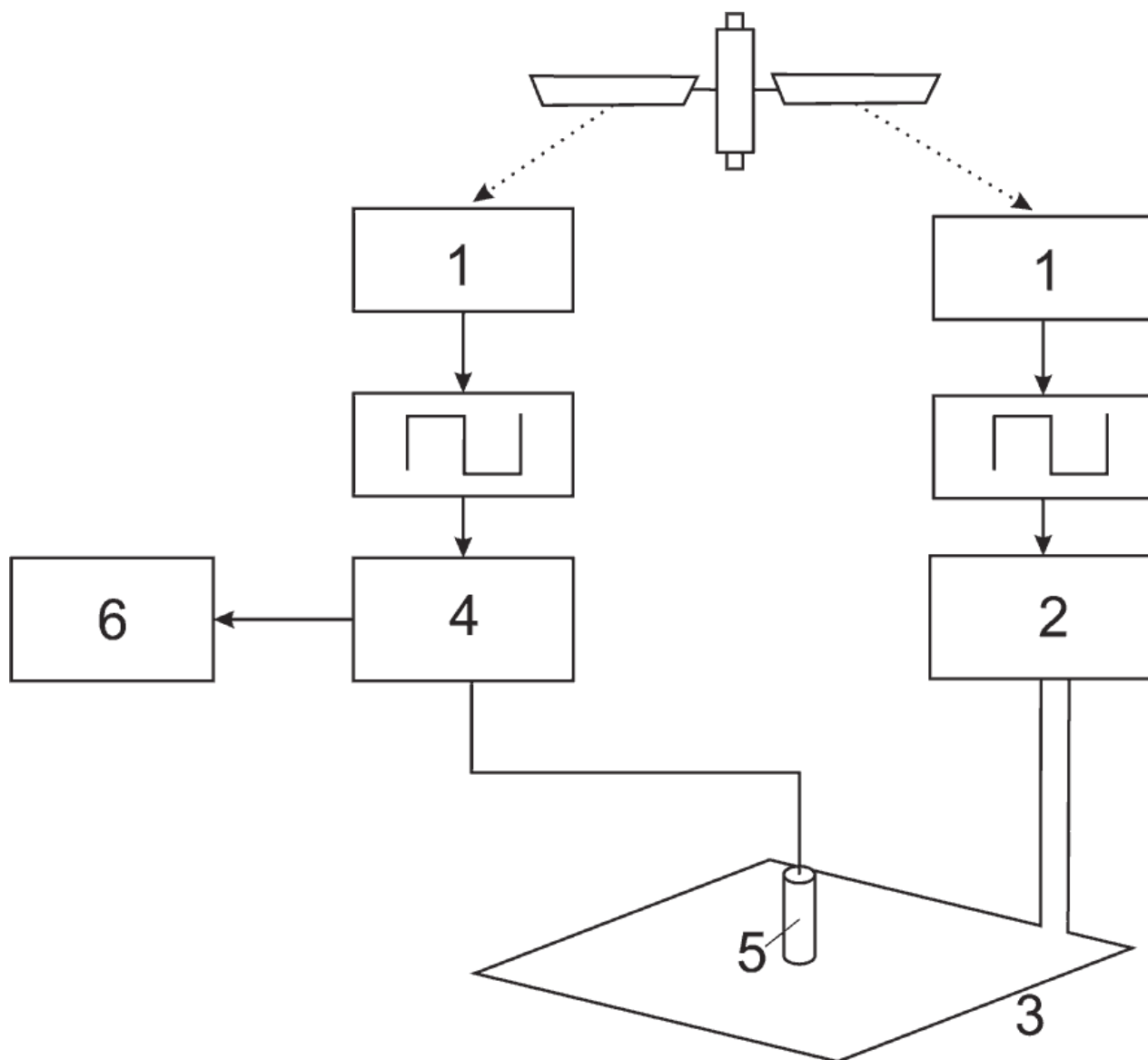


Рис.1. Блок-схема установки для измерения фазового угла. 1 – GPS-приемники, 2 – генератор электрического тока, 3 – токовая петля, 4 – магнитомодуляционный преобразователь с АЦП, 5 – датчик преобразователя, 6 – компьютер.

Для фазовых измерений необходимо использовать датчик магнитного поля с плоской амплитудно-частотной характеристикой в полосе частот анализируемых сигналов. Для этих целей был применен магнитомодуляционный датчик с полосой измеряемых частот от постоянного магнитного поля до 1 кГц.

Был исследован разброс фазового угла и фазовый сдвиг, возникающий в каналах 24-х разрядного АЦП AD7734. В каждой серии измерений накапливалось 60000 отсчетов АЦП с установленным временем дискретизации 2 мс, то есть время накопления в каждой точке измерения составляло 60 периодов сигнала. Разброс значений фазового угла в результате прохождения через АЦП составил $\sim 0,002$ градуса. При этом начальный фазовый сдвиг между сигналами ($\sim 0,18$ градуса на рис. 2) вызван различием сдвига фазы при прохождении сигналов в параллельных каналах АЦП. Постоянный фазовый сдвиг между каналами АЦП зависит от времени дискретизации и составляет: $-0,48$ градуса при времени дискретизации 6,4 мс, $-0,18$ градуса при времени дискретизации 2 мс и $-0,07$ градуса при времени дискретизации 0,789 мс.

Разброс значений фазового угла всего измерительного комплекса зависит от отношения амплитуды сигнала магнитной индукции к амплитуде внешнего магнитного

шума. При отношении сигнал/шум 40 дБ и более разброс фазового угла находится в пределах 0,008 – 0,01 градуса. Такое отношение сигнал/шум получается в петле 100 м × 100 м с силой электрического тока в ней 20 А при внешнем магнитном шуме ~ 2 нТл (от пика до пика).

Данный фазовый метод эффективен только при высоком отношении сигнала магнитного поля к внешнему магнитному шуму, поэтому его целесообразно применять внутри индукционной петли возбуждения или недалеко за ее пределами.

Постоянный фазовый сдвиг, создаваемый индуктивностью токовой петли, каналами АЦП и магнитомодуляционным преобразователем, растет пропорционально частоте анализируемого сигнала. При этом возрастает и случайная фазовая погрешность. Увеличение числа отсчетов снижает случайную погрешность определения фазы, но при этом существенно возрастает время, затрачиваемое на измерение каждой серии отсчетов. Увеличение же частоты дискретизации приводит к увеличению случайной погрешности фазового сдвига за счет потери разрядности АЦП. Поэтому целесообразно устанавливать частоту дискретизации не более 1,5 кГц и ограничиться накоплением 25 – 50 периодов сигнала в каждой серии измерений.

Данный фазовый метод имеет особенности, заключающийся в том, что электромагнитной аномалией, связанные с поляризацией горных пород и проводимостью металлического типа вызывают фазовый сдвиг электромагнитного поля, в то время, как магнитные аномалии фазовый сдвиг не создают, а лишь увеличивают уровень первичного электромагнитного поля.

Заключение

Применение метода накопления ряда периодов измеряемых сигналов, выбор оптимальной частоты сигналов и времени дискретизации АЦП, а также программная обработка результатов измерений при помощи дискретного преобразования Фурье, позволяют получить погрешность определения фазового угла между двумя периодическими сигналами низкой частоты (0,5 – 2 Гц) на уровне 0,01 градуса. Такая погрешность получается при отношении сигнал/шум 40 дБ и более и при времени накопления, соответствующем 25 – 50 периодам сигналов. Это дает возможность применить фазовые методы измерения в индукционной электроразведке на низких частотах с синхронизацией по сигналам GPS приемников для выявления малоконтрастных электромагнитных аномалий.

Литература

1. Сокол-Кутыловский О.Л., Сарвартинов А.И. Фазовый метод электроразведки с накоплением сигнала и GPS-синхронизацией. //Известия ВУЗов. Горный журнал. 2013. №3 С. 133-137.
2. Сокол-Кутыловский О.Л., Сарвартинов А.И. Фазовые измерения с синхронизацией по сигналам GPS-приемников. //Датчики и системы. 2012. № 5 С.48-52.

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН
ОХОТСКОГО И ЯПОНСКОГО МОРЕЙ**

Семакин В.П., Кочергин А.В.

nauka@imgg.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,

г. Южно-Сахалинск, ул. Науки 1 Б, Россия

Deep structure of continental rifts and marginal-seas riftogenic depressions are similar—dense, reduced thickness Earth's crust and presence under it "abnormal" upper mantle (continental rifts) or existence of asthenosphere under lithosphere on a low depths (marginal-seas riftogenic depressions), which are the regulations of isostatic equilibrium of these structural elements.

В приосевой части неотектонической *впадины Дерюгина* (Охотское море) подошва земной коры залегает на глубине 21 км, увеличиваясь до 23-25 км на её периферии. Далее в северном и восточном направлениях глубина её возрастает до 27 км, а в направлении к Сахалину до 31 км и более. Кровля "базальтового" слоя в приосевой части впадины находится на глубинах 10-11 км, погружаясь в восточном направлении до 13 км, а в западном – до 15 км. Мантия и "базальтовый" слой на участках минимальных мощностей земной коры несколько разуплотнены, видимо, за счёт наличия здесь некоторого количества расплавов. По данным морских градиентных магнитовариационных зондирований [1] под впадиной Дерюгина кровля проводящего слоя установлена на глубине 70 км (УЭС 3.1 Ом·м, $T=1370^{\circ}\text{C}$), подошва – на 164 км, а под *поднятием Института Океанологии* соответственно на глубинах 65 км (УЭС 34 Ом·м, $T=1270^{\circ}\text{C}$) и 160 км, т.е. мощность проводящего слоя под ними практически одинакова (94-95 км). Существенное различие состоит в объёмной доле расплава – под впадиной Дерюгина она варьирует от 6.4% (средняя степень плавления) до 15.5% (максимальная степень плавления), а в пределах поднятия Института Океанологии – соответственно 2.4% и 3.6%. В восточной прибрежной части Северного Сахалина верхнемантийный проводящий слой установлен на глубинах 90-100 км (с погружением на запад до 130-140 км), мощность слоя составляет 40 км, удельное электрическое сопротивление 1-10 Ом·м, проводимость 3500-5000 См.

Согласно модели Е.А.Старшиновой [2] в пределах *Южно-Охотской глубоководной впадины* земная кора под рыхлыми осадками до глубины 8-10 км характеризуется плавным нарастанием продольных сейсмических волн (V_p) от 5 км/с до 7.2 км/с. Глубже слои с повышенными скоростями 7.8 км/с, 8.2 км/с, 8.4 км/с соответственно на глубинах 11 км, 20 км и 30 км (от дна моря) чередуются с зонами пониженных скоростей 7.0 км/с, 6.8 км/с на глубинах 15 км и 25 км. Таким образом, консолидированная кора впадины является расслоенной, в целом высокоскоростной и соответственно уплотненной, что подтверждается также положительными аномалиями в редукции Буге. В то же время вся консолидированная кора от глубин выше 28-30 км характеризуется аномально низкой добротностью и повышенным поглощением, причем слои с пониженными скоростями имеют пониженную добротность и повышенное поглощение относительно слоев с более высокими скоростями. Все это может свидетельствовать о том, что консолидированная кора впадины, и особенно её слои с пониженными скоростями, могут содержать определенное количество магматического расплава в той или иной форме. По данным морских градиентных магнитовариационных зондирований [1] в глубоководной Южно-Охотской впадине установлен проводящий слой мощностью 55 км с глубиной кровли 75 км ($T=1330^{\circ}\text{C}$), подошвы – 130 км и с объёмной долей расплава от 5.7% (средняя степень плавления) до 10.8% (максимальная степень плавления). Таким образом, наибольшее количество расплава (в объёмных %) в проводящих слоях установлено во впадине Дерюгина, меньше в Южно-Охотской впадине и еще меньше на поднятии Института Океанологии, т.е. под впадинами

Охотского моря в проводящих зонах количество расплава содержится значительно больше, чем под поднятиями. В Южно-Охотской впадине в слое с глубины 30 км и глубже установлена большая скорость ($V_p = 8.4$ км/с), повышенная добротность (200-250) и пониженное поглощение [2]. Этот литосферный слой распространяется, повидимому, до кровли проводящего слоя (75 км), подошва которого находится на глубине 130 км [1], т.е. до астеносферы, играющей определённую роль в изостатической компенсации вышележащей литосферы.

В Японском море восточнее меридиана $132^{\circ}30'$ располагается наиболее глубоководная часть *Центральной котловины (впадины)*, где глубина залегания границы Мохо изменяется от 14 км на западе до 12 км и менее на востоке (океанический тип коры). По сравнению с Центральной котловиной в менее *глубоководных впадинах Ямато и Цусимской* поверхность Мохо залегает на глубинах 15-20 км [3]. По гравиметрическим данным в глубоководной части Цусимской впадины в нижних и частично в верхних горизонтах консолидированной коры расположена куполообразная структура большой плотности ($2.89-2.96$ г/см³), предположительно связанная с внедрением уплотнённых пород базит-гипербазитового состава, что привело к деструкции материковой коры и преобразованию её в субокеаническую [4]. Другие впадины Японского моря отличаются меньшей степенью переработки коры. Крупнейшие подводные поднятия Японского моря и шельфы характеризуются погружением кровли мантии до глубин от 26-27 до 30 км. Таким образом, земная кора Японского моря отражает различную степень её деструкции и тектономагматической переработки ранее существовавшей здесь континентальной коры [3].

Литосфера под большей частью Японского моря характеризуется удельным электрическим сопротивлением (УЭС) около 3500 Ом·м, снижаясь под возвышенностью Ямато до 1000 Ом·м. Кровля астеносферы (УЭС 10 Ом·м) под Японским морем устанавливается на глубинах от 80 км до 100 км, а подошва залегает горизонтально на глубине 160 км, т.е. мощность астеносферы составляет 60-80 км [5]. В юго-восточной части прилегающего материка кровля и подошва астеносферы (УЭС 15 Ом·м) располагаются на глубинах соответственно 100 км и 160 км (мощность 60 км). В северо-восточном направлении кровля астеносферы погружается до 140 км при той же глубине подошвы (160 км), т.е. мощность её уменьшается до 20 км, а УЭС увеличивается до 50 Ом·м [5]. Кровля астеносферы (УЭС 50 Ом·м) под Японскими островами и далее на восток от них залегает на глубине 100 км, а подошва – на 160 км. Мощность астеносферы здесь составляет 60 км, т.е. как и на большей части Японского моря, но отличается от последнего более высоким УЭС (50 Ом·м) [5].

Таким образом, в окраинно-морских рифтогенных впадинах земная кора существенно уплотнена и сокращена в мощности, причём наиболее интенсивно – в глубоководных впадинах. Подкоровая мантия, залегающая на астеносфере, имеет мощность порядка 42-50 км. Астеносфера под впадинами окраинных морей, по сравнению с прилегающими поднятиями, характеризуется повышенной мощностью, меньшим УЭС и большим содержанием расплава. Судя по аномалиям в свободном воздухе, рифтогенные впадины окраинных морей близки к состоянию изостатического равновесия, что особенно характерно для Центральной котловины Японского моря.

Ниже для сравнения рассматривается глубинное строение наиболее изученных континентальных рифтов Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Под центральной частью Байкальской впадины мощность земной коры составляет – 34-35 км, а под относительно "молодой" Муйской – 40-41 км (под обрамляющими её хребтами она увеличивается до 45 км) [6]. Под Южной котловиной озера Байкал кристаллический фундамент с $V_p = 5,8-6,0$ км/с прослеживается на глубинах от 8 до 14 км, а начиная с глубин 14-16 км скорости в земной коре увеличиваются с 6,3 км/с до 7,8 км/с у её подошвы [7], т.е. земная кора здесь является достаточно высокоскоростной и соответственно уплотнённой. Под Муйской впадиной в низах коры непосредственно над аномальной мантией залегает градиентный слой

мощностью от 3 до 6 км, где скорости Р-волн увеличиваются от 6,8-7,0 км/с до 7,6-7,8 км/с [6], что связано, наиболее вероятно, с внедрениями базит-гипербазитовых расплавов в основание земной коры. В Байкальском и в некоторых других рифтах аномалии Буге имеют отрицательные значения, связанные с большой мощностью осадков, которые изостатически компенсируются нижележащими высокоскоростными и соответственно уплотненными массами земной коры [8].

В БРЗ под основными рифтовыми впадинами поверхность мантии (М) характеризуется относительно низкими (7.6-7.8 км/с) скоростями Р-волн, глубины до которой колеблются от 34 до 55 км, при этом мощность "аномального" слоя, содержащего 5-10 % базальтового расплава, составляет 20-50 км, а на участках межвпадинных перемычек он становится маломощным или выклинивается. Под центральной частью Муйской впадины мощность аномального слоя составляет 7-8 км. В БРЗ ниже аномального слоя устанавливается преломляющая поверхность (M_1) с $V_T = 8.0-8.2$ км/с, глубины до которой изменяются вдоль оси рифтовых впадин от 40 до 90 км. Последняя глубина установлена под Байкальским рифтом. Под Центральной частью Муйской впадины глубина до M_1 составляет 50 км. Таким образом, под континентальными рифтовыми впадинами, совпадающими с зонами растяжения, аномальный низкоскоростной, электропроводящий слой представляет собой своеобразную «астенолинзу», играющую роль регулятора в изостатическом равновесии земной коры рифтовых впадин.

В целом можно констатировать, что глубинное строение континентальных рифтов и окраинно-морских рифтогенных впадин принципиально сходно – сокращённая в мощности уплотнённая земная кора и наличие под ней "аномальной" мантии (континентальные рифты) или существование под литосферой на сравнительно небольших глубинах астеносферы (окраинно-морские рифтогенные впадины), играющие роль регуляторов в изостатическом равновесии рассматриваемых структурных элементов.

Литература

1. Куцов А.М., Ляпишев А.М. Глубинная электропроводность Тихоокеанских трансектов и природа зон высокой проводимости // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. – Южно-Сахалинск: Ин-т мор. геологии и геофизики ДВО РАН, 1997 (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. III). С. 52-77.
2. Старшинова Е.А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255, № 6. С 1339-1344.
3. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Мощность и тип земной коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 6. С. 3-13.
4. Гильманова Г.З., Прокудин В.Г. Плотностная модель литосферы Цусимской котловины Японского моря // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 94-101.
5. Никифоров В.М., Дмитриев И.В. Геоэлектрический разрез тектоносферы в зоне сочленения Япономорской впадины с материковым обрамлением // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 3-14.
6. Мишенькина З.Р., Мишенькин Б.П. Изучение зоны перехода от земной коры к мантии на Северо-Востоке Байкальской рифтовой зоны по данным рефрагированных и отражённых волн // Физика Земли. 2004. № 5. С. 47-57.
7. Суворов В.Д., Мишенькина З.Р. Структура осадочных отложений и фундамента под Южной котловиной озера Байкал по данным КМПВ // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1159-1167.
8. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.

УДК 551.248.2+551.41

**ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ
ПОДНЯТИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЙОНОВ**

Семакин В.П., Кочергин А.В.

nauka@imgg.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,

г. Южно-Сахалинск, ул. Науки 1 Б, Россия

Neotectonic uplifts, which are mainly isostatic by they nature, are created by vertical movements caused by discompaction of crustal and upper mantle lifferent horizons affected by metaso-matic processes.

Большинство современных горных районов на континентах характеризуются отрицательными аномалиями в редукции Буге, наиболее интенсивные из которых (до – 550 мГал) установлены под Тибетом. Изостатическая компенсация положительных топографических масс (гор-неотектонических поднятий) осуществляется компенсационными массами, которые связываются как с изменениями мощности земной коры, так и с плотностными неоднородностями, расположенными на различных уровнях земной коры и верхней мантии [1]. М.Е.Артемьев с соавторами [2], рассматривая гравитационное поле плотностных неоднородностей литосферы Северной Евразии, пришли к выводу, что аномальные компенсационные массы практически не распространяются глубже 100 км, т.е. находятся в изостатически скомпенсированной литосфере и обусловлены не термическими эффектами, а преимущественно изменениями вещественного состава. Ниже нами рассматривается возможная геологическая природа компенсационных масс.

Разуплотнение различных горизонтов мантии и коры может происходить при метасоматических процессах за счет образования малоплотных калийсодержащих твердых минеральных фаз, среди которых ведущим, видимо, является флогопит [3,4], утойчивый по разным оценкам до глубин 180-300 км. Наиболее значительное разуплотнение мантии будет происходить при замещении пиропового граната (ρ 3.51 г/см³) флогопитом в интенсивно метасоматизированных глубинных зонах мантии, где количество граната будет снижаться вплоть до полного его исчезновения [5]. Определенную разуплотняющую роль при метасоматических процессах в коре и мантии могут играть также анортотит, лейцит и кальсилит, устойчивые при температуре 1000°C до 60- 120 кбар (~190-370 км) [6], а также санидин, сосуществующий при температурах 500-1500°C до 66 кбар (~210 км) и другие малоплотные калийсодержащие минералы. Не исключено, что перечисленные калиевые минералы могут возникать в виде мегакристаллов в мантии при метасоматических процессах по аналогии с мегакристаллами титановых флогопитов и биотитов [4] или формироваться в трещинах мантии, по которым предположительно циркулируют потоки флюидов или сильно флюидизированных расплавов [7].

Под горными сооружениями на границе кора-мантия происходят процессы разуплотнения мантии под действием высокотемпературного метасоматоза, в результате чего образуются различные плагиоклазсодержащие породы обычно с калиевыми минералами и карбонатами (габброизация мантии [8]), в результате чего возникают зоны, "аномальной мантии" или "коромантийные смеси" различной мощности. На Камчатке "переходная" зона между земной корой и верхней мантией состоит в основном из амфиболитов и флогопитизированных перидотитов, а в глубинных ксенолитах устанавливается однонаправленная тенденция превращений дунитов и перидотитов через амфиболитизацию в породы габброидной ассоциации [9].

В земной коре малоплотные твердые минеральные фазы возникают в результате метасоматической гранитизации, сопровождаемой привнесением глубинными флюидами Si, K, Na, Al [10,11]. При этом, коровый субстрат преобразуется в широком интервале глубин от 22-25 км (гранулитовая фация) до 10-12 км (амфиболитовая фация) [10]. Главная причина

постмагматического поднятия гранитов, выраженных в современном рельефе, связывается с метасоматической или магматической гранитизацией на глубине [12,13]. Современные купольные структуры Центрального Алдана являются результатом их омоложения под действием магматических расплавов или метасоматизирующих растворов, вызывающих разуплотнение пород на глубине [14]. Описанные выше процессы разуплотнения земной коры и верхней мантии могут быть причиной неотектонических поднятий на территории обширных горных районов Евразии.

В областях развития карбонатитового магматизма (Восточная Африка, Афганистан) малоплотные твердые минеральные фазы в мантии могут быть представлены карбонатами (магнезит, доломит, кальцит), которые возникают в результате процессов метасоматической и флюидно-магматической карбонатизации мантийных перидотитов, эклогитов и являются термически устойчивыми при мантийных давлениях [15]. Устойчивость карбонатов в мантии в свете экспериментальных данных в системе лерцолит- CO_2 - H_2O рассмотрена Л.Н.Когарко [16]. На глубинах 300-180 км в мантийном гранатовом лерцолите может присутствовать магнезит (MgCO_3). На меньших глубинах (180-100 км) в мантии устойчивы магнезит и доломит. В интервале глубин 90-50 км соответственно при 1000°C и 700°C магнезит сменяется доломитом, который будет устойчивым до глубин 80-85 км при температурах 1075 - 1115°C . Формирование плиоцен-четвертичного карбонатитового комплекса в Афганистане связывается с глубинными процессами щелочного метасоматоза и карбонатизации [17].

Немаловажную роль в разуплотнении некоторых участков земной коры и верхней мантии играют процессы серпентинизации, которые проявляются в большей степени в районах развития базит-гипербазитового магматизма. Установлено, что область устойчивости серпентинитовых минералов охватывает широкий диапазон по температуре (85 - 500°C) и давлению (до 30 кбар, глубина ~ 100 км) [18], а по некоторым данным предел устойчивости серпентина оценивается до 200 км. Серпентинизация в низкотемпературной области, особенно при высоком парциальном давлении CO_2 , всегда сопровождается образованием низкоплотного минерала брусита ($\text{Mg}(\text{OH})_2$, ρ 2.39г/см^3), количество которого определяется давлением и температурой не выше 400°C [18]. Серпентинитовые слои на глубинах 40-50 км характеризуются пониженными скоростями продольных волн 7.8-7.9 км/с вместо 8.1-8.2 в выше- и нижележащих слоях, что соответствует "аномальной мантии" или "коромантийной смеси" [19]. Серпентинизация, являясь одной из возможных причин разуплотнения земной коры и самой верхней части мантии (глубины 40-50 км), могла способствовать формированию неотектонических поднятий в районах восточных хребтов Сахалина (п-ов Шмидта, Восточно-Сахалинские горы), в районе Полярного Урала и в других местах.

Таким образом, неотектонические поднятия создаются вертикальными движениями, обусловленными разуплотнением различных горизонтов земной коры и верхней мантии под действием метасоматических процессов, сопровождаемых привнесением глубинными флюидами Si, Al, K, Na и других компонентов, ведущих к образованию новых твердых минеральных фаз пониженной плотности. В целом метасоматические процессы и внедрение интрузий могут стимулироваться, в частности, глубинными дислокациями по типу широкого сложного сдвигания с образованием зон растяжения и сжатия. Изостатическое равновесие различных литосферных колонок, включающих топографические массы (горы), земную кору, "коромантийные смеси" и верхнюю мантию, осуществляется в основном в астеносфере, а в отдельных случаях и на более высоких уровнях литосферы.

Литература

1. Артемьев М.Е. Гравиметрия и изостазия: современное состояние и новые задачи // Комплексные исследования по физике Земли. М.: Наука, 1989. С. 53-68.

2. Артемьев М.Е., Демьянов Г.В., Кабан М.К., Кучериненко В.А. Гравитационное поле плотностных неоднородностей литосферы Северной Евразии // Физика Земли. 1993. № 5. С. 12-22.
3. Лутков В.С. Слюды в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня (Таджикистан) как индикаторы процессов мантийного метасоматоза // Петрология. 1998. Т.6, №1. С. 54-69.
4. Рябчиков И.Д., Коваленко В.И., Диков Ю.П., Владыкин Н.В. Мантийные титансодержащие слюды: состав, структура, условия образования, возможная роль в генезисе калиевых щелочных магм // Геохимия. 1981. № 6. С. 873-888.
5. Рябчиков И.Д. Мобилизация рудного вещества мантийными и коровыми флюидами // Эндогенные источники рудного вещества. М.: Наука, 1987. С. 89-103.
6. Костюк В.П. Щелочной магматизм рифтовых структур континентов // Магматизм рифтов. М.: Наука, 1989. С. 41-48.
7. Шарков Е.В., Лазько Е.Е., Федосова С.П., Ханна С. Глубинные включения четвертичного вулкана Тель-Данун (Южная Сирия) в связи с проблемой внутриплитного базальтового магматизма // Геохимия. 1989. № 11. С.1609-1623.
8. Лутков В.С. Геохимические особенности пироксенит-габброидных включений в щелочных базальтах Южного Тянь-Шаня (Таджикистан): к проблеме состава и генезиса слоя "коромантийной смеси" подвижных поясов // Геохимия. 2000. №3. С. 334-340.
9. Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенезис под вулканами (в свете изучения базит-гипербазитовых включений в базальтах). М.: Недра, 1979. 197 с.
10. Жариков В.А., Гаврикова С.Н. О двух механизмах гранитообразования // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм: Доклады советских геологов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса (Вашингтон, июль 1989). М.: Наука, 1989. С. 25-35.
11. Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. №1. С. 3-22.
12. Бороздин Ю.Г., Семакин В.П. Об избирательном поднятии гранитных массивов Казахстана и Алтая // Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. С. 251-261.
13. Лишневицкий Э.Н., Шевченко В.Г., Бронгулеев В.В. (мл). Геологические признаки и проблема постмагматического поднятия гранитов (на примере Нижнего Приамурья и Западного Приохотья) // Геотектоника. 1976. № 5. С.93-100.
14. Кравченко С.М., Диденко М.И., Кочетков А.Я., Угрюмов А.Н. Соотношение морфоструктур Центрального Алдана с магматизмом и оруденением // Доклады АН СССР. 1985. Т. 283, № 1. С.187-193.
15. Литвин Ю.А., Литвин В.Ю., Кадик А.Я., Жариков В.А. Образование реакционных гранатов при плавлении карбонатитовой системы $MgCO_3-CaCO_3-NaAlSiO_4-SiO_2$ ($P=7,0$ ГПа) // Доклады РАН. 2006. Т. 406, № 1. С. 83-88.
16. Когарко Л.Н. Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1234-1245.
17. Вихтер Б.Я., Ерёменко Г.К., Чмырёв В.М. Молодой вулканогенный карбонатитовый комплекс в Афганистане // Советская геология. 1975. № 10. С.107-116.
18. Велинский В.В., Павлова А.Л. Физико-химический анализ влияния флюида на процессы серпентинизации ультраосновных пород и дегидратации серпентинитов // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 6. С. 68-78.
19. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений / Отв. ред. А.Н.Дмитриевский, Б.М.Валяев. М.: ГЕОС, 2006. С. 56-57.

УДК 550.34

**ИНСТРУМЕНТАЛЬНОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ МИКРОРАЙОНИРОВАНИЕ ДАМБЫ
ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНОГО КОМБИНАТА «ЭРДЭНЭТ» (МОНГОЛИЯ)**

Л.Н. Сенин, Т.Е. Сенина, А.П. Бодулин

selenik@rambler.ru

ИГФ УрО РАН, ФГБУВПО «УГТУ», г. Екатеринбург, Россия

В работе рассматривается существенная составляющая инженерно-геологических изысканий в производственной сфере – инженерно-сейсмические исследования, в частности, инструментальное сейсмическое микрорайонирование (СМР) способом регистрации микросейсмических колебаний. Описаны методические приемы, использованные при полевых измерениях на объекте исследований, последовательность обработки полученной сейсмической информации, построены схематические карты приращений сейсмической интенсивности, позволяющие судить о реальной сейсмоустойчивости грунтов в пределах площади исследования объекта.

По определению сейсмическое микрорайонирование (СМР) предполагает количественную оценку изменения ожидаемой сейсмической интенсивности грунтов участков районируемой территории, обусловленного отличием их инженерно-геологических, геоморфологических, гидрогеологических условий от аналогичных условий грунтов эталонного (среднего) участка [1, 2]. Основным методом СМР является инструментальный метод, основанный на сопоставлении записей инструментальных наблюдений на исследуемых участках и участках со средними (типичными) грунтовыми условиями. В настоящей работе остановимся на одной, наиболее распространенной сегодня методике инструментального сейсмического микрорайонирования: СМР с помощью микросейсм.

В основе исследований, как при любом инструментальном СМР лежат измерения элементов сейсмического волнового поля. Отличительная особенность рассматриваемой методики заключается, прежде всего, в том, что регистрируется не волновое поле, сформированное искусственно с помощью источника сейсмических колебаний, а микросейсмические колебания естественного и техногенного происхождения. Это могут быть ветровые воздействия, приливные возмущения, отклики на движущийся транспорт, работающие механизмы и т. д.

Рассмотрены методические приемы при полевых наблюдениях, обработка и интерпретация первичных сейсмических материалов на примере проведенных исследований СМР с помощью микросейсм на плотине высотой порядка 30 м и протяженностью более 1500 м, состоящей из промышленных отходов Монгольского горнодобывающего предприятия «Эрдэнэт».

Наблюдения проводились на аппаратуре, разработанной и изготовленной в лаборатории сейсмометрии ИГф УрО РАН [3, 4]. В основе обработки и интерпретации полученных сейсмических материалов лежали положения, изложенные в [5, 6].

В результате проделанной работы были сделаны следующие выводы.

1. При внешних механических воздействиях на дамбу, проявляющихся в виде микроземлетрясений, карьерных взрывов, различных вибрационных воздействий естественного или техногенного происхождения, основной отклик грунтов данного сооружения, как удалось выяснить, происходит на частотах 19,2 – 19,5 Гц. То есть в отмеченном частотном диапазоне амплитуда смещений грунтов - максимальна. Данное утверждение справедливо как для смещений в вертикальной Z плоскости, так и для смещений в горизонтальной плоскости по направлениям север-юг и восток-запад.

2. Анализ информации, приведенной на построенных картах-схемах приращений сейсмической интенсивности, позволяет утверждать, что, во-первых, положительные приращения интенсивности по всем компонентам не превышают +(0,3...0,5) баллов (по шкале MSK-64). Это невысокие приращения в положительной области, судя по которым

можно полагать, что грунты площадки исследований достаточно уплотнены и имеют незначительные разрушения.

3. Следует отметить, что на всех полученных картах СМР однозначно показано, что более устойчивым в плане отклика на сейсмические воздействия является южная, юго-восточная часть дамбы. Ее север, северо-запад, очевидно, в большей степени разуплотнен и, следовательно, менее стабилен и устойчив к механическим воздействиям.

Наконец, следует спросить себя: «Целесообразны ли такого рода инструментальные исследования, в частности, по методике регистрации микросейсмических колебаний?».

На наш взгляд, целесообразны по ряду причин. Во-первых, только инструментальные измерения с получением фактического сейсмического материала позволяют реально и правильно оценить сейсмоустойчивость грунтов в пределах исследуемой площади. Во-вторых, рассмотренная методика относится к пассивным измерениям, следовательно не требуется какой-либо дополнительный источник возбуждения упругих колебаний. Камеральная обработка сейсмической информации с применением современных программных средств также не вызывает затруднений. Главным результатом таких работ является реальная возможность предупреждения или даже предотвращения катастрофического развития событий в случае возникновения стрессовой ситуации (от трещинообразования до разрушения объекта) при активном упругом воздействии.

Описанный опыт проведения таких работ на достаточно ответственном промышленном объекте Монголии (дамба «хвостохранилища» ГОК «Эрдэнэт») само по себе событие неординарное, а с учетом того, что все работы проводились представителями отечественных научных и учебных учреждений с применением также отечественного современного сейсмоизмерительного оборудования, очевидно, можно надеяться, что данное направление будет успешно развиваться.

Литература

1. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность // Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М: Наука, 1988. 224 с.
2. РСН-65-87. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ. Госстрой РСФСР, 1987.
3. Сенин Л. Н., Сенина Т. Е. Регистратор сейсмических сигналов «Регистр». Приборы и техника эксперимента № 6. М: Наука, 2005, с. 141-142.
4. Уткин В. И., Сенин Л. Н., Сенина Т. Е. Полевая аппаратура и способ сейсмического мониторинга. Патент RU 2265867. Оpubл. Бюлл. Открытия, изобретения..., №10, декабрь 2005 г.
5. Сейсмическое микрорайонирование /Сборник трудов под редакцией д. т. н. С. В. Медведева/ М: Наука, 1977. 248 с.
6. Хемминг Р. В. Цифровые фильтры. /Пер. с англ. Лисина В. Н. под ред. Потапова О. А./ М: Недра, 1987. 221 с.

УДК 551.14:550.83(571.56)

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Г.А. Стогний, В.В. Стогний

stogny@newmail.ru

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

In article are performed comparison and analysis of some macro models' elements of Central-Aldan block's Earth crust that were received in result of interpretation of different geological-geophysical materials, including materials about 3-DV geotraverse.

Вопросы геологии Алдано-Станового щита и его глубинного строения неизменно привлекают внимание исследователей. В последнее время появились новые данные, позволяющие охарактеризовать глубинное строение Алдано-Станового щита, в частности, сейсмическая модель по геотраверсу 3-ДВ [1], что явилось стимулом к пересмотру и анализу материалов по глубинному строению этого региона.

Алдано-Становой щит состоит из Алданского и Станового мегаблоков. Алданский мегаблок включает Чаро-Олёкминский, Центрально-Алданский, Тимптоно-Учурский и Батомгский блоки I порядка, на юге он граничит со Становым мегаблоком по Предстановой системе надвигов [2].

До проведения геотраверса 3-ДВ основным источником информации по глубинному строению Центрально-Алданского блока являлся сейсмический разрез земной коры и верхней мантии, полученный методом обменных волн близких землетрясений (МОВЗ) с использованием сейсмических станций регионального типа и блоков записи станции «Земля» [3]. Данный геотраверс был выполнен в 1968 г. по трассе Амуро-Якутской магистрали (АЯМ) Сковородино-Улуу (рис.1), на нём было отработано 86 пунктов МОВЗ, по которым получены годографы сейсмических волн от 135 местных землетрясений (с эпицентральной расстоянием до 200 км) и 14 промышленных взрывов. Профиль имеет близмеридиональное направление, пересекая Монголо-Охотскую складчатую зону и Становой мегаблок, а также Центрально-Алданский блок Алданского мегаблока.

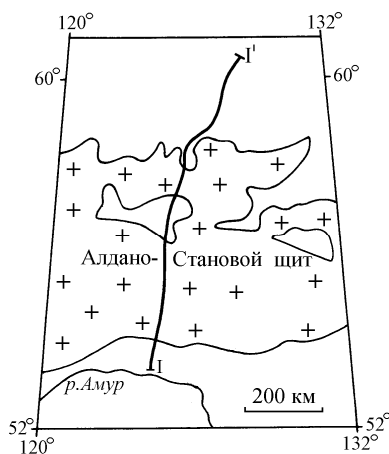


Рис. 1. Положение профиля МОВЗ [3] Джалинда – Улуу.

Разрез МОВЗ содержит до 18 границ обменов сейсмических волн Р- и S-типов, прослеженных на глубинах до 130 км (рис. 2). Прослеживаемой границей в пределах профиля является граница «Г», расположенная на глубине 8-14 км. Второй региональной границей, проявляющейся достаточно протяжёнными участками границ обмена в материалах МОВЗ, является граница Мохоровичича (М). Однако, относительно этой границы в пределах Алданского мегаблока имеются различные варианты интерпретации. Так, Ч.Б. Борукаев с соавторами [4] связывают эту границу с соответствующими границами обмена на глубинах 37-41 км, считая, что именно этой границе соответствуют «сейсмические метки» –

преимущественная приуроченность площадок по волнам PS-типа «обрыв сейсмической записи», а довольно хорошо прослеживаемая в материалах МОВЗ граница на глубинах 44-47 км интерпретируется как граница M_1 верхней мантии. Можно отметить более высокую насыщенность границами обмена разреза Алданского мегаблока по сравнению со Становым мегаблоком.

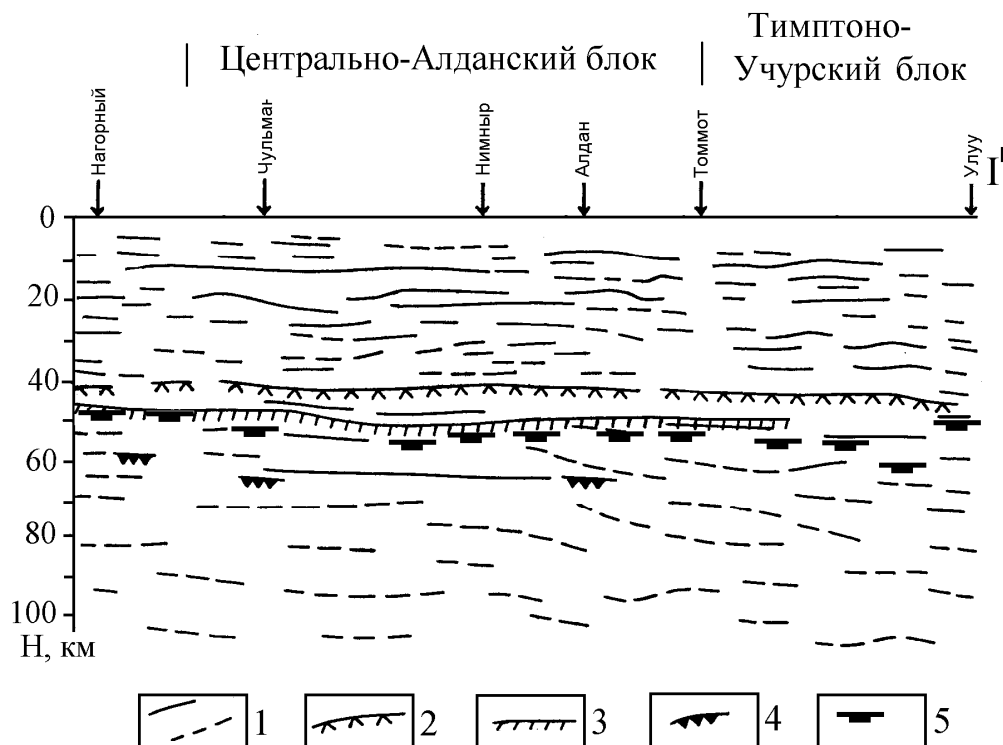


Рис. 2. Строение земной коры и верхней мантии Центрально-Алданского блока Алдано-Станового щита по профилю Нагорный-Улуу по материалам [1, 2, 3]

1 – границы обмена волн по данным МОВЗ [3]: а – уверенные, б – неуверенные; 2-5 – положение границы Мохоровичича: 2 – по данным МОВЗ [3], 3 – по данным интерпретации аномалий силы тяжести [2], 4 – по данным интерпретации волновых полей близких землетрясений [5], 5 – по данным СГ-ОГТ геотраверса 3-ДВ [1].

По В.Д. Суворову и М.З. Корниловой [5], обработавших записи волновой картины около 500 землетрясений на 14 станциях за период 1970-1980 гг., в пределах центральной части Алдано-Станового щита в первых вступлениях регистрируется преломленная волна со средним значением кажущейся скорости 8.1 км/с от преломляющей границы, расположенной на глубине около 60 км, которая, учитывая типичные граничные скорости (8.1 км/с), была принята этими авторами за границу M_1 .

Геолого-геофизические исследования по геотраверсу 3-ДВ были выполнены в 2008-2011 гг. и включали сейсмические наблюдения ОГТ, КМПВ, ГСЗ, электроразведку методом МТЗ [1]. Региональный профиль протяженностью 1400 км проходит от Сковородино до Якутска по трассе Амуро-Якутской магистрали (АЯМ), совпадая на отрезке Сковородино-Улуу с региональным профилем МОВЗ (рис. 1).

Полевые наблюдения по геотраверсу 3-ДВ методом СГ-ОГТ выполнены с использованием современной телеметрической системы I/O-4. В качестве источников возбуждения использовались вибраторы СВ-30/150Б «Русич» с системой управления Pelton Vib Pro. Регистрация осуществлялась группами сейсмоприёмников GS-20DX, расположенных через 50 м, взрывной интервал составлял 100 м. Стандартная обработка сейсмических материалов выполнялась с использованием программного комплекса ProMAX 2D/3D, по результатам которой были получены временной (до 24 с) и глубинный сейсмические разрезы, а на этапе интерпретации применялись также нестандартные

технологии, одна из которых базируется на использовании средств системы ReanакРК+. Основными Reanак-атрибутами разреза геотраверса 3-ДВ являются отраженная энергия, доминирующий знак коэффициентов отражения, средняя и суммарная длины отражателей, число отражателей, их наклоны и дисперсия наклонов. По пространственному распределению зон Reanак-атрибутов в разрезе земной коры прослежены субгоризонтальные границы Г3, Г2, Г1, Мохо, разделяющие среду на три макрослоя, которые относятся к верхней, средней и нижней частям земной коры.

Профиль МОВЗ [3] и профиль СГ-ОГТ геотраверса 3-ДВ [1] в пределах центральной части Алдано-Станового щита пространственно совпадают, что даёт основание сопоставить их результаты (рис. 2). Вместе с тем, следует отметить, что прямое их сопоставление невозможно в силу ряда принципиальных моментов, в их числе: профиль МОВЗ выполнен на основе технологии пассивной сейсморазведки, а сейсмические исследования СГ-ОГТ – на основе технологии активной сейсморазведки методом близвертикальных отражений (ближняя зона МОВ); идеология, положенная в основу интерпретации материалов МОВЗ и СГ-ОГТ, принципиально различаются, в разрезе МОВЗ выделены границы обмена волн, являющиеся некоторыми дифференциальными характеристиками среды, а в разрезе геотраверса 3-ДВ – аномальные области (зоны) Reanак-атрибутов, являющиеся интегральными характеристиками сейсмогеологической среды. Несмотря на столь принципиальные различия, основы макромоделей земной коры, построенные на основе комплексной интерпретации материалов гравиразведки и МОВЗ [2] и интерпретации материалов СГ-ОГТ профиля 3-ДВ [1] очень близки, а в некоторых позициях и полностью совпадают. Так, по данным комплексной интерпретации [2] в основу модели земной коры была положена трёхслойная модель, которая как по своей структуре, так и по соотношению мощности слоёв и их вещественной и реологической интерпретации, практически идентична модели, принятой в [1] интерпретации материалов СГ-ОГТ профиля 3-ДВ. Положение границы М, выделенное по данным интерпретации гравиметрических материалов и обоснованное как наиболее вероятное [2], очень близко, а на некоторых отрезках профиля и совпадает с границей М, выделенной по данным интерпретации материалов СГ-ОГТ [2].

Таким образом, результаты комплексной интерпретации структуры земной коры на основе материалов гравиразведки и «пассивной» сейсморазведки [2], и «активной» сейсморазведки СГ-ОГТ [1] на макроуровне близки и хорошо дополняют друг друга.

Литература

1. Рудницкая Д.И., Старосельцев В.С., Сальников А.С. Построение макромоделей земной коры с применением Reanак-технологии по геотраверсу 3-ДВ (Восточная Сибирь) // Геофизика. 2013. № 1. С. 19-26.
2. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат». 2005. 174 с.
3. Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А. и др. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и её складчатого обрамления по сейсмическим данным // Сов. геология. 1972. № 10. С. 134-142.
4. Борукаев Ч.Б., Булин Н.К., Виноградова Н.П. и др. Алданская сверхглубокая скважина: проблема места заложения // Тихоокеанская геология. 1990. №1. С. 36-55.
5. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Глубинное строение Алданского щита по данным сейсмологии близких землетрясений // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 86-93.

УДК 551.14

СОСТАВ ЗЕМЛИ В СВЕТЕ ЗАКОНОВ ЯДЕРНОЙ ФИЗИКИ И ХИМИИ

Д.Н. Тимофеев

**ООО фирма "Космическая Технология" г.Железногорск. Россия.*

Currently accepted values composition of elements in the Earth are not correct. The concept of the composition of the Earth energies of nucleons in nuclei of atoms of elements. Shows the effect of the chemical properties of the elements on their concentration in the Earth's crust.

Принятые оценки состава Земли основываются на результатах анализа вещества метеоритов, которое ранее считалось реликтовым веществом Солнечной системы. Дальнейшие исследования показали, что метеориты состоят из лавовых пород поверхностей космических тел и являются лёгкой фракцией космического вещества [1].

Таким образом, прежние представление о химическом составе Земли, опубликованные в справочниках и энциклопедиях по Ферсманау. Мейсону и другим авторам, потеряли доказательную базу и ошибочны.

Предлагаю концепцию, по которой процентное соотношение элементов в Земле пропорционально прочности ядер элементов, с учётом устойчивости ядер определяемой чётностью протонов и нейтронов рисунок 1. Кривая 1 показывает энергию связи нуклонов в ядрах атомов, а следовательно прочность ядер. Кривая 2 является составом элементов коры Земли, океанов и атмосферы, что абсолютно достоверно, поскольку доступно для изучения. Предполагается, что при образовании в природе, концентрации элементов получились в среднем пропорционально энергиям связи нуклонов в атомах. Для лёгких элементов кривая прочности ядер имеет корреляцию с концентрацией элементов в земной коре. Концентрации тяжелых элементов резко уменьшаются, что объясняется сепарацией элементов под действием гравитации.

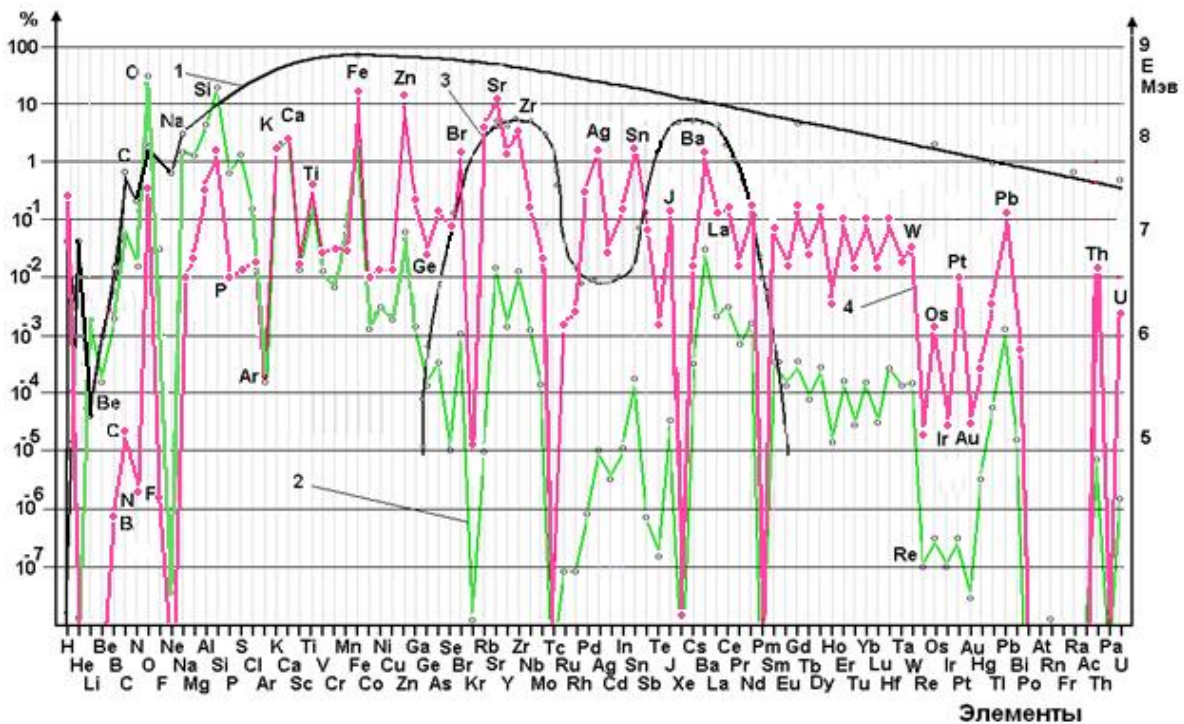


Рисунок 1. 1 – прочность ядер (энергия связей нуклонов атомов). 2 - состав элементов земной коры [4], атмосферы и океанов [5]. 3 – состав осколков при распаде ядер урана. 4 - примерный состав элементов Земли.

Путём математического преобразования величин состава элементов в коре Земли удалён фактор сепарации элементов. Кривая 4, показывает реальный, предлагаемый в этой работе, состав элементов Земли [2]. На соотношение элементов повлияли ряд факторов

Энергия связи между нуклонами в ядрах атомов. Чем выше энергия связи нуклонов, тем прочней ядро атома, а, следовательно, выше вероятность существования такого ядра. Эта корреляция показана для лёгких элементов на рисунке 2. Водород и инертные газы He, Ne выпадают из этой закономерности.

Таким образом, можно построить кривую зависимости концентраций элементов от удельной энергией связи нуклонов рис.3.

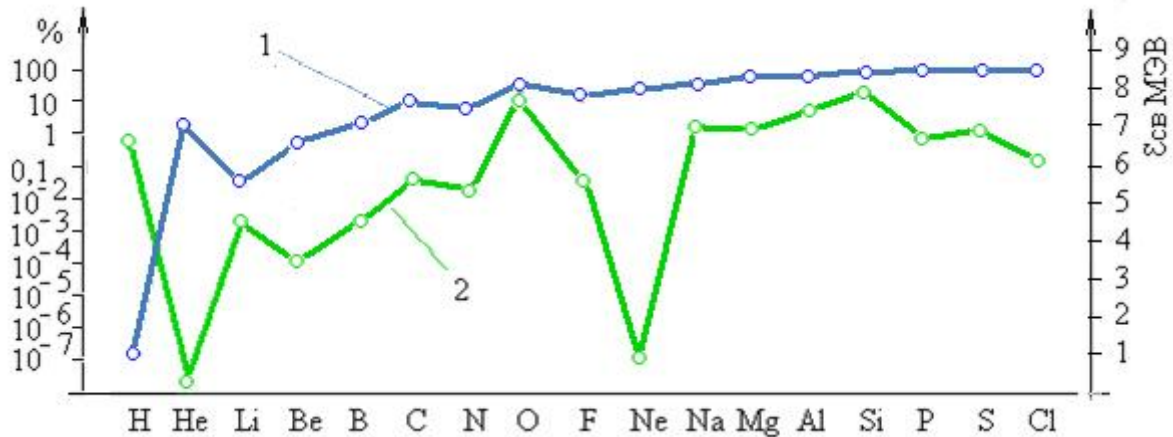


Рисунок 2 Изменение энергии связей нуклонов в ядрах и массовые концентрации в коре Земли элементов начала таблицы Менделеева.

1-удельная энергия связи нуклонов в ядрах элементов.

2-содержание элемента в земной коре океанах и атмосфере по результатам анализов.

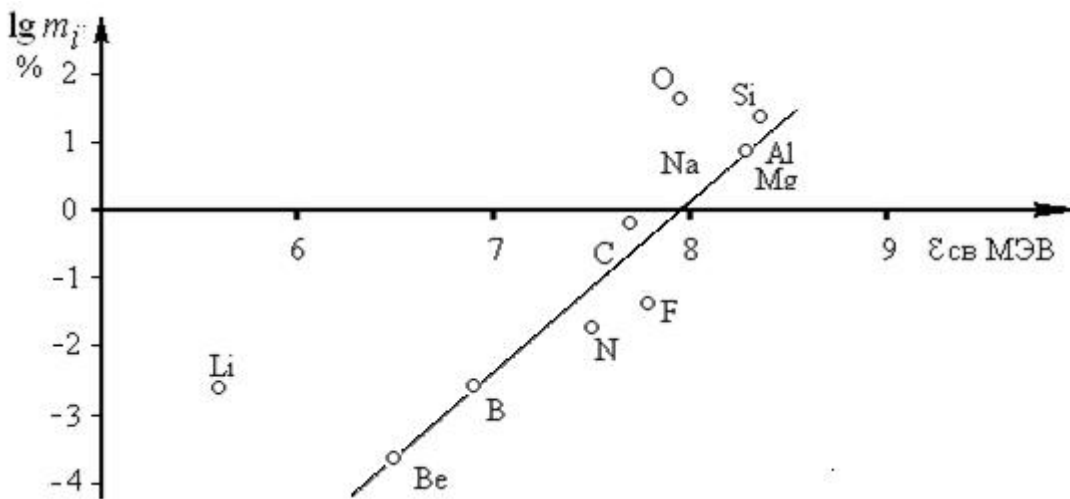


Рисунок 3 Зависимость концентрации элементов в Земле от удельной энергии связи нуклонов.

Концентрация любого элемента в Земле предлагаю считать по формуле

$$m_i = 0,0018KF10^{\tau(\epsilon - 7,95)}$$

Где

m_i – массовый процент элемента;

F – ядерный фактор разброса содержания элемента;

K- химический фактор;

τ – постоянная равна 2.53;

ϵ – удельная энергия связи нуклонов в ядре элемента в МЭВ.

Указанная зависимость не распространяется на водород, механизм образования которого в большей части связан с излучением нейтронов, чем с распадом нейтронного вещества. Также, указанная зависимость не распространяется на атомы с нестабильными ядрами. Физический смысл постоянной τ это снижение концентрации элемента при уменьшении удельной энергии связей нуклонов в ядре атома на один МЭВ. Величина такого снижения равна $10^{2.53}$

При уменьшении удельной энергии связей нуклонов в ядре атома на один МЭВ концентрация элемента уменьшается примерно в 340 раз.

Энергия связи нуклонов в ядрах атомов является основным фактором процентного содержания элементов в природе, кроме которого есть ещё следующие факторы.

F – ядерный фактор разброса содержания элемента. Этот фактор составляет **Чётность частиц в ядрах атомов.** Замечено, что наиболее стабильны ядра атомов с чётным количеством протонов и нейтронов. Ядра с нечётным количеством протонов и нейтронов менее устойчивы. Этим объясняется определённая периодичность содержания соседних по атомной массе элементов в составе Земной коры. **Масса ядер.** Тяжелые элементы с атомной массой больше чем у свинца радиоактивны, нестабильны поэтому, за исключением урана, тория, радона и висмута практически не встречаются. Содержание лёгких элементов, водорода, гелия более высокое из-за специфического механизма образования. **Наличие нескольких стабильных изотопов.** Содержание элементов с несколькими стабильными изотопами, например свинца или олова, как правило, выше, чем содержание элемента имеющего один стабильный изотоп, например золото. **Наличие нестабильного соседнего элемента.** При ядерных преобразованиях одного элемента в другой содержание стабильного элемента может увеличиться из-за распада соседнего нестабильного элемента. **Осколки деления тяжелых ядер.** Содержание элементов произошедших из осколков деления тяжелых ядер U, Th, Pt несколько выше.

K- химический фактор. Поскольку элементы образовались в результате ядерных реакций, химические свойства никак не влияют на содержание их во всей Земле, но влияют на способность элементов концентрироваться в земной коре. **Влияние нормального электродного потенциала.** Тяжелые элементы с минимальной активностью Pt, Au, Ir, Hg, Rh, Te, в малом количестве присутствуют в коре из-за малой способности образовывать лёгкие соединения с другими элементами. В зоне положительных значений потенциала для тяжелых элементов, при увеличении потенциала в 1 вольт концентрация элемента в коре Земли уменьшается в 11 раз. **Влияние изобарного потенциала соединений.** Инертные газы He, Ne, Kr, Xe образуют с галогенами и кислородом ряд прочных соединений стабильных в условиях высоких давлений и температур, что препятствует их выходу на поверхность Земли, это уменьшает значения их концентраций в коре Земли. **Влияние способности ряда элементов создавать лёгкие подвижные соединения.** Элементы O, Si, C, Fe и в какой то степени Ni образуют в мантии подвижные лёгкие соединения H_2O , CO_2 , SiH_4 , CH_4 , $Fe(CO)_5$, $Ni(CO)_4$, что способствует их поднятию и концентрации в коре Земли в большей степени, чем других элементов с аналогичной плотностью атомов.

Степень влияния химических факторов на состав Земли в достаточной степени не изучена. Показанный на графике состав является приближенным и может быть уточнен.

Литература

1. Симоненко А.Н. Метеориты-осколки астероидов, М.: Наука. 1979 с.218.
2. Тимофеев Д.Н. Структура Земли и генерация углеводородов в свете законов ядерной физики, химии и химической термодинамики. Электронный журнал Глубинная нефть. Том 1. № 4. 2013 с.421 <http://journal.deepoil.ru/index.php/2012-04-04-03-42-06/2013/tom1-4>

УДК 550.348

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ГАЗОВОЙ ПРИРОДЫ ТУНГУССКОГО
ВЗРЫВА 1908Г**

Тимофеев Д.Н., Кочнев В.А.***

htamp@inbox.ru

**ООО фирма "Космическая Технология" г.Железногорск, **ИВМ СО РАН, г.Красноярск.*

Geological version, explaining the Tunguska explosion of 1908 was confirmed evidence periodicity of natural gas through a funnel in the Tunguska basin. A proposed mechanism ensuring periodicity of the gas due to the fluidity of the layers of salt. The concept is also confirmed by the fact that the area of the Tunguska explosion, as shown, is gas bearing.

Впервые объяснение Тунгусского явления 1908 года взрывом выброшенного из недр Земли природного газа было сделано в публикации [1] 1984 году. Надо отметить, что ранее геологом Кудрявцевой делались предположения о земной природе явления. Указывалось на то, что взрыв произошел в районе кальдеры древнего вулкана. Она высказала предположение, что здесь произошло извержение грязевого вулкана [2]. Однако механизм объясняющий картину явления ей сделан не был. В ряде работ [3-7] объяснены все детали явления выходом из недр Земли природного газа, образованием газо-воздушного облака и детонацией этого облака в Тунгусской котловине. Несмотря на убедительность всех доказательств газовой природы взрыва, до настоящего времени, продолжают искать объяснению Тунгусского явления в космических причинах. За последнее время проведены дополнительные исследования доказывающие, что 30 июня 1908 года в Тунгусской тайге произошел взрыв облака природного газа. Прежде всего, следует отметить работы Скублова Г. Т. из Ленинградского геологического института.[8-10]. В них доказывается, что воронки, которые расположены в районе Тунгусского взрыва, как ранее предполагалось, образовались в результате выхода из недр Земли природного газа. Кроме того Скублов доказал, что воронки имеют разный возраст и выбросы газа происходят здесь периодически. В северо-западной части Северного болота обнаружена воронка с тремя катастрофными слоями, возраст которых определен 7320, 6710, 4240 лет, что указывает на многократное проявление газозрывных процессов на Тунгуске. Близость содержаний Zr и Hf в коренных и рыхлых породах, в глинах и мхах, свидетельствует об эндогенном земном источнике геохимических аномалий.

Предлагается механизм обеспечивающий периодичность выбросов газа [7]. Карбонатно-солевая формация перекрывает всю южную часть Лено-Тунгусской нефтегазонасной области и является уникальной региональной покрывкой для месторождений углеводородов в регионе.

Соль, как известно, обладает текучестью, что выражается в возникновении соляных диапиров. По этой же причине текучести, слой соли может приводить к периодичности выбросов газа из недр Земли рис. 1

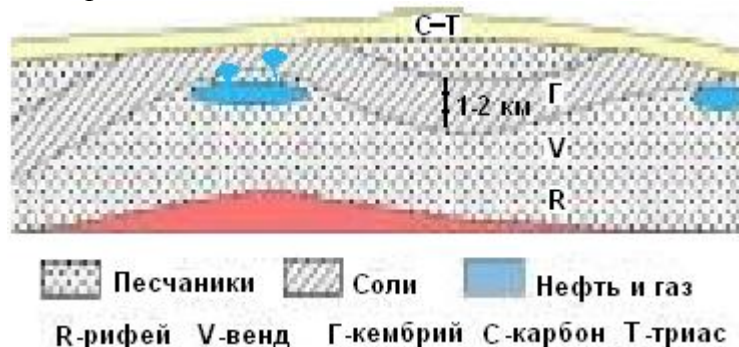


Рис.1. Предполагаемое поднятие скоплений газа на примере Собинского нефтегазоконденсатного месторождения (рисунок из [11], доработан).

Из-за малой проницаемости пласта соли, газ может скапливаться под пластом в значительном объеме. Далее из-за гидростатического давления газ будет продавливать пласт с образованием пузыря и всплыванием его в верхние слои. В случае, если оценивать объем газа взорвавшегося в Тунгусских событиях в 200 миллионов кубометров, то пузырь должен иметь под давлением 500 атмосфер объем 400000 м³, что соответствует размеру 100x100x40м. В работе [12] показывалось наличие в соляных пластах пустот размером с собор. Такой пузырь в течении 1-2 тысяч лет образуется по мере накопления газа под соляным пластом и медленно, продвигается к поверхности. В случае Тунгусского взрыва, при выходе из соляного пласта, газ пополнил месторождение в осадочных породах, расположенное на глубине 200 м., поднял в нём давление, что способствовало прорыву газа на поверхность.

На правильность газовой концепции Тунгусского взрыва показывает газоносность этого региона, подтвержденная геологическими исследованиями последних десятилетий рис. 2



Рис. 2. Палеогеографическая карта центральных районов Сибирской платформы (совмещены рисунки из [11] и [13]).

Недалеко от Тунгусской котловины в похожих геологических строениях обнаружено Собинское, Пайгинское, а также Оморинское месторождение углеводородов.

Общие запасы свободного газа в месторождениях Собинское и Пайгинское [13] по категории С1 составляет 147,5 млрд. м³, конденсата – 9,0 млн. т и нефти – 4,83 млн. т (извлекаемых); по С2, соответственно, – 19,7 млрд. м³, 1,8 млн. т и 8,82 млн. т. Свободный газ содержит: метана – 62,9–75,0%, гомологов метана – до 7,1%, азота – 23,0–28,1 % и углекислого газа – 0,2%. Отмечается высокое (до 0,58%) содержание гелия. На Оморинском месторождении в скважине Ом-2 из пласта Б-VII получен приток газа, свободный дебит которого составил 624 тыс. м³/сут., а также из пласта Б-VIII 545 тыс. м³/сут., [11] Из всех скважин 51 объект 48% либо не дали притока, либо дали непромышленные притоки, что может быть объяснено самопроизвольным выходом углеводородов на поверхность в прежнее время. Как показали исследования, Кембрийская карбонатно-соленосная формация является не только идеальной крышкой, но и выделяется как самостоятельный перспективный нефтегазоносный комплекс, который включает два продуктивных и шесть перспективных карбонатных горизонтов мощностью от 20 до 200 м. Скопления газа на Оморинском месторождении находятся на разной глубине, что, возможно, свидетельствует о разном времени их образования и поднятии этих скоплений с возможным выходом на

поверхность через определённые промежутки времени, как это происходит в Тунгусской котловине.

Всё это, с учётом ранее представленных фактов, является доказательствами газовой природы Тунгусского взрыва. Таким образом, выдвигается предположение, что залежи газа могут находиться не в статичном состоянии, а постоянно трансформироваться, пополняясь из мантии Земли и постепенно поднимаясь с выходом на поверхность. Такие газовые выбросы недавно наблюдались в районе острова Беннета Новосибирские острова. Самопроизвольный выброс газа также наблюдался в 1857 году на острове Булла в Каспийском море [14]. Такие явления происходят через большие промежутки времени, поэтому мало изучены. Некоторые явления наводят на мысль, что Челябинский взрыв имел, возможно, ту же газовую природу, что и Тунгусский, только меньше по мощности. Челябинский взрыв мог стать следствием, например, разгерметизации газопровода, но однозначно источник выхода газа не определён.

Литература

1. Тимофеев Д.Н. Космос или Земля Красноярский рабочий 01.09.1984
2. Кудрявцева Н., А был ли Тунгусский метеорит? "Техника-Молодежи", №11, 1981.
3. Тимофеев Д.Н. Ещё одна версия тунгусского чуда. Химия и жизнь, 1988, №3 С.65-66.
4. Тимофеев Д.Н. Тунгусский взрыв природного газа 1908г. Симпозиум 80 лет тунгусского метеорита. Красноярск 1988г.
5. Тимофеев Д.Н. Тунгусский взрыв природного газа. Конференция 90 лет тунгусской проблемы 30 июня 2 июля 1998г. Красноярск 2001г.
6. Тимофеев Д.Н. Кочнев В.А. Геолого-физико-химическая модель Тунгусского события 1908 года. Пятое научные чтения Ю.П.Булашевича Екатеринбург 2009г
7. Тимофеев Д.Н. Связь вулканических явления с залежами углеводородов на примере района Тунгусского взрыва 1908г V Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии "Вулканизм и геодинамика", Институте геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург 2011, с583
8. Скублов Г.Т, Марин Ю.Б, Скублов С.Г, Бидюков Б.Ф, Логунова Л.Н, Гембицкий В.В, Нечаев Е.С. Геологические и минерало-геохимические особенности рыхлых и коренных пород из эпицентра Тунгусской катастрофы 1908г. ЗРМО №1 2010г.с 111-135.
9. Скублов Г.Т, Марин Ю.Б, Скублов С.Г, Логунова Л.Н, Нечаев Е.С. Савичева А.А. Минерало-геохимические особенности коренных пород рыхлых отложений и катастрофных мхов участка Северное болото (район Тунгусской катастрофы 1908г.) ЗРМО №3 2011г.с 120-138.
10. Скублов Г.Т. Новые данные о процессах современной дегазации Земли (на примере Киришского Тунгусского и Сиверского феноменов) <http://www.hodka.net/labazskub.php>
11. Гордов И.В. Качинская И.В. Санькова Н.В. Планирование разведки залежей в терригенных пластах венда на Оморинском лицензионном участке. http://www.ngtp.ru/rub/4/15_2012.pdf
12. Светлакова А.Н. Модель соляного тектогенеза в бортовых зонах солеродных бассейнов (на примере западного борта Предуральяского прогиба) Шестые научные чтения Ю.П.Булашевича Екатеринбург 2011г.
13. Собинское нефтегазоконденсатное месторождения. Вокруг газа., Электронный журнал <http://www.trubagaz.ru/gkm/sobinskoe-neftegazokondensatnoe-mestorozhdenie/>
14. Раст Х. Вулканы и вулканизм ., М. Мир. 1982

УДК 622.02:537

**МЕТАЛЛОМЕТРИЧЕСКАЯ Fe-, Al- И Mg- ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ОРУДЕНИЙ
ПРИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКЕ (ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА ПОТЕНЦИАЛА ИЗВЛЕЧЕНИЯ)**

А.В. Тимохин

ukr07@mail.ru

Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

На действующих горных предприятиях при технологической оценке минерального сырья приоритет отдан изучению кернов образцов и, преимущественно, их структурных особенностей. Между тем, поверка обогащением практики оценки по данным, единственно, бурения и опробования не убеждает в целесообразности на стадии эксплуатационной разведки формального повторения средств разведки детальной и более ранних стадий.

Геологическим службам и службам обогащения к стадии отбойки необходимы знания об элементном составе рудо-минерального объема, отгружаемого для единичного товарного передела, на порядки более точно. Резервы информации к полно возможной характеристике потенциала извлечения горно-рудных объемов дает геолого-геофизическое изучение.

В исследовании состав рассмотрен, как фактор дифференциации петрофизических свойств оруденений (прямая задача). Показатели качества (обогащаемость, извлекаемость, восстановимость) изучаются с точки зрения их связи с петрохимическими распределениями, в естественном залегании. Фиксируемые диапазоны дают основания металлометрической интерпретации (исследование обратной задачи).

Сочетание площадных съемок, зондирования, каротажи и металлометрическое изучение образцов в специализированной лаборатории, направлены на решение задач регистрации состава и геометризации качества.

Общая методология вместе с 1. применением положений теории полупроводников; 2. проведением измерений на залежах с рядовыми и аномальными распределениями состава; включает изучение 3. восстановления, как естественно-природного процесса, необратимого и обязательного при насыщении гео-материалов металлами, окислами. Идею регистрации, с этих позиций, усиливает однонаправленное и монотонное изменение свойств.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ.

Первым примером регистрации восстановления по отдельному свойству выступает измерение плотности и уплотнения, практикуемое при оценке бокситов, магнезитов. В ультраосновных и основных интрузивах необходимо фиксировать содержание и прирост не одного (Al, как в боксите, Mg – в магнезите), а уже двух (Al, Mg)/трех (+Fe) металлов.

Понятие «качество руд» на примере титаномагнетитов, пироксенитов (качканарского, типа), так же как хризотиласбеста, габбро, перидотитов (группа серпентинов, Баженово), в литературе дается поразному. Вместе с упоминанием их принадлежности ультраосновным интрузивам верлитов и перидотитов в геологических источниках они рассматриваются как «рудо-породные, рудо-минеральные смеси». Обогащители шире обсуждают термин «смеси рассеянных структур окислов». Рудам, с одной стороны, свойственно сочетание заполнителя (магнетит, перидотит) и внедренных жил (плагноклазитовых, асбестовых). Их размеры и пропорции, как мера качества, документируются при опробовании (5*- и 4- типа руд). Пять типов титаномагнетитов, выделены изначально по категории взрываемости; в целом, с технологическими типами совпадают, но в практике геологической оценки, так же как в асбестах, представляют абсолютный предел распознавания. Широкий диапазон изменения состава в равноструктурных, однотипных рудах оказывается не оценен, соответственно, не оценен и истинный потенциал извлечения (восстановления).

На магнетитсодержащих рудах без прикладного анализа остается дифференциация плотности, в противоположность, магнетизации и структуры. При оценке титаномагнетитов применяется магнитокаротажный контроль – магнитная восприимчивость измеряется в буровзрывных скважинах (разработка при участии ИГф РАН). «Усреднительные подходы»

(Бастан П.П., 1965) получили прикладное значение в мерах по обеспечению кондиций хризотиласбеста. В карьере, на участке смены вида транспорта на гора организованы рудные перегрузочные склады и сортировка. Усреднение в целом дает незначительный эффект. Показателен отказ от усреднения в пользу эксплуатационной разведки на титаномагнетитах. Но проблема пересортицы в должной мере не разрешена на обоих месторождениях. Изучение только магнетизации и только структуры оказывается недостаточным.

Насыщение Al и Mg по отдельности (боксит, магнезит), попеременно (габбро) и на фоне роста железа: Fe + Al (титаномагнетиты), Fe + Mg (хризотиласбест) контролирует изменение плотности, магнитной восприимчивости и электропроводности в широчайшем диапазоне. Знание о том, какие конкретно металлы мы наблюдаем, упрощает интерпретацию разницы свойств, сужает «отведенную» роль разрешающей способности методов, измерения приравнивает «регистрации» (правило: «знаем что ищем»).

Ранее [4] на примере бокситов, магнезитов выявлена дифференциация свойств, связь с составом окислов Ca, Mg и Al с важным выводом о мере влияния магнезии MgO и глинозема Al₂O₃. Сумма легких, sp- металлов в верлитах и перидотитах заметно меньше (рис. 1), но наблюдается разнонаправленное изменение состава каждого из их окислов, в рудных зонах приходящееся на сравнимый прирост магнетита Fe₃O₄ (Fe относят к d- типу). Установлено, что Mg является металлом, пограничным из легких, рассеянное насыщение окисла которого вслед за Al, т.е. так же как Al₂O₃, необратимо изменяет свойства гео-материалов в целом, в противоположность окислам Si, Ca и щелочных металлов I- й группы низших потенциалов. Это обнаружено при изучении низкотемпературных, осадочного типа залежей, затем проверено не интрузивах средних температур верлитах (800÷ 300° С), перидотитах (500° С).

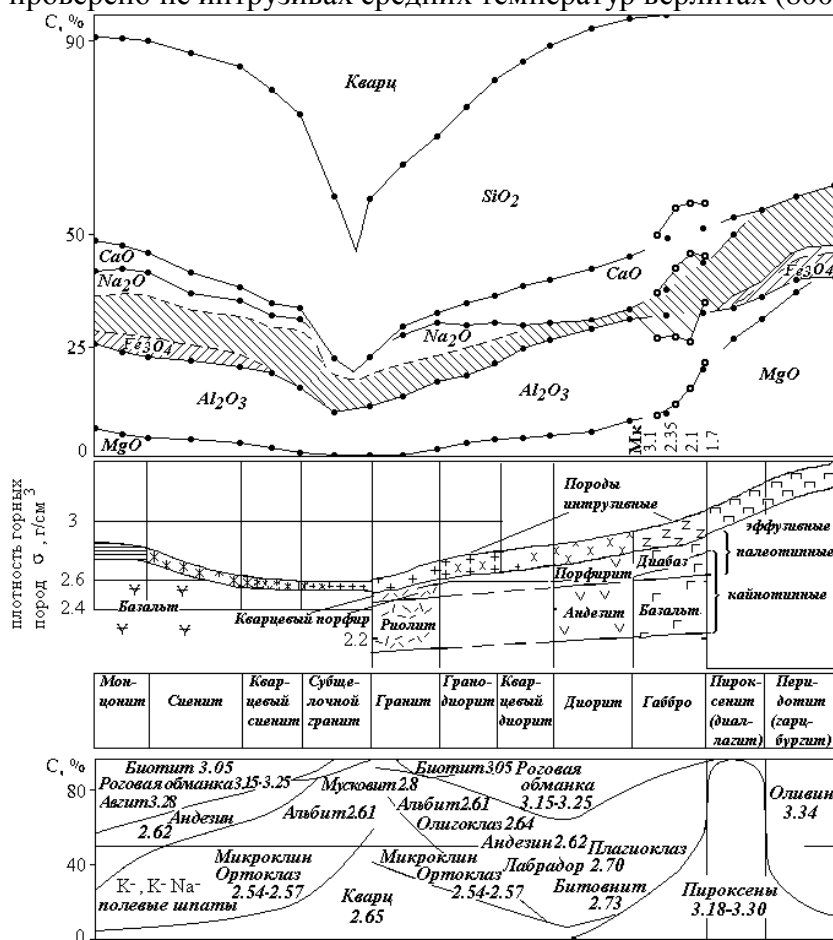


Рис. 1. Средний состав интрузивных пород: окислов (по А.Н. Заварицкому) и минералов, плотность магматических пород (по Н.Б. Дортман).

«Штриховка» - количество подчиненных окислов, преимущественно MnO, в ультраосновных породах земельного ряда; K₂O – в щелочных. Мк – модуль кислотности (габбро).

1. В теории полупроводников выделяют три вида источников свободных носителей: отклонения от стехиометрического состава, рассеянные элементы в твердом растворе и переброс электронов через энергетический зазор в результате теплового возбуждения. Третий вид существен только при малой ширине зазора и при высокой температуре. Если он имеет преобладающее значение, плотности электронов и дырок равны и проводимость называется соб-

ственной [1]. При высокой температуре атомы металлов приобретают «сродство» иону, считается, тем большее, чем легче металл. Это находит применение в электротехнических сплавах – при тепловом возбуждении взаимодействие металлов лучше. Давление, наоборот,

при монотонном повышении приводит к активации спектра подобно тому, как это происходит при восстановлении [2].

Изучение носителей первых двух видов позволяет судить о сопротивлении твердых тел, только как о стационарном свойстве. Носители трех видов контролируют факторы, следующие по значимости и цитированию: п.1. состав и электронные индивидуальности элементов (металлов); п.2. плотность, структура и типы связи (металлическая, ионная, ковалентная), магнитная восприимчивость (уровень магнетизации). Дифференциацию свойств (п.2) и электропроводности, обусловленную составом (п.1) и термобарическими воздействиями, связывает обще спектральная физическая природа [3].

2. Петрохимические изменения по мере улучшения руд в геологически полной линейке сортамента в верлитах и перидотитах интересны с точки зрения баланса восстановления [8]: 1. В титаномагнетите с приростом Fe_3O_4 от 13% до 24% вытесняются (истончаются) жилы плагиоклазита: от крупной, средней сетки до мелких и ничтожных включений. Глинозем Al_2O_3 изменяется от 40% в жилах до следов (0.3%) в богатых рудах; 2. Внедрению жил хризотиласбеста способствуют приросты сильного, попутного Fe и слабого, рудообразующего Mg. В 4-х типах руд Fe_3O_4 содержится в количествах: 8%, 11.7%, 15.1%, 20.8%, а MgO растет от ~ 10% в габбро до ~ 40- 42% в жилах (волокне и текстиле).

При подобии прироста сильного Fe характер дифференциации каждого из свойств указанного списка, зависит от того, как геологически полно (от плагиоклазита к магнетиту, от габбро/перидотита к хризотиласбесту) их диапазоны отображают улучшение руд, могут ли выступить металлотрической мерой. Как влияет то, что в первых подчиненным выступает слабый Al, еще более слабый Mg выступает рудообразующим во вторых.

3. Восстановление в литературе дается как фактор сохранности концентраций рудных окислов, привнесенных магмами (плюмовой активизацией), с одной стороны. Но в других геологических источниках, наряду с процессами, связанными с плутоническими массивами, говорится о вторичном факторе - сопутствующей роли метаморфических и тектонических процессов, в эпоху формирования оруденений многократно усиливающих восстановление. На залежах титаномагнетитов и хризотиласбеста неоднородности, крайне редкие вообще и маловероятные в известных сложным строением рудных полях, типичны [5, 6]. Имеют место: контакты плагиоклазитов с крупновкрапленным магнетитом – четвертым из 5-ти технологических типов (горизонт 235 Северного карьера); контакты некондиционных асбестов (пс) и крупной сетки (КС), богатых текстильных марок (залежь Глубинная- 2), миную промежуточные: руды мелкой сетки (мс) и отороченные жилы (ОЖ).

На этапе идеи регистрационных моделей (2002-2003) было важно уточнить состояния и процессы, детерминированные восстановлением. Каждый отдельный случай определяют свойства среды (окружение), количество и электронная индивидуальность металла, даже если он внедрен в составе окисла, рассеян в структуре. В ограниченном объеме и равенстве иных условий полезный (/рудный) прирост элемента влечет восстановление, рудам вообще свойственно восстановление. При концентрировании сильный металл, восстанавливаясь, вмещивается в межатомные связи, меняет структуру распределения, упаковку. Тогда как, например, слабый при тех же концентрациях не способен вывести свой электрон (носитель) из локализованного состояния, обеспечивающего в структуре прежние, сложившиеся связи. Но даже малые приросты, не отображаемые в структуре, уже обеспечивают спектральные перестройки [8]. Таким образом, концентрирование рудообразующих элементов (Fe, Al, Mg) и примесных (включая: Ti, V, Mg) приводит к их восстановлению и необратимым (обязательным) изменениям свойств насыщаемого гео-материала.

ЭЛЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ. МЕТАЛЛОМЕТРИЧЕСКИЕ СХЕМЫ ОБРАБОТКИ. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ.

Электрометрия при эксплуатационной разведке выполняется в сочетании зондирований (ВЭЗ, рис. 2) и съемки площадной срединный градиент (ПСГ).

Для измерений на месторождениях выбраны по 5- 7 участков (от 10 до 30 га), на которых горная ситуация, геологические условия обеспечивали разнообразие геофизических

данных. ВЭЗ не имеет смысла подобно бурению выполнять по сети, составляющей на этапе детальной разведки по массиву в целом 200 на 200, в рудных телах 100x100, 50x50 метров. Рудной зоне свойственны и постепенные изменения состава, и градиентные. Измерительные линии прокладываются у геологических контактов или их пересекают.

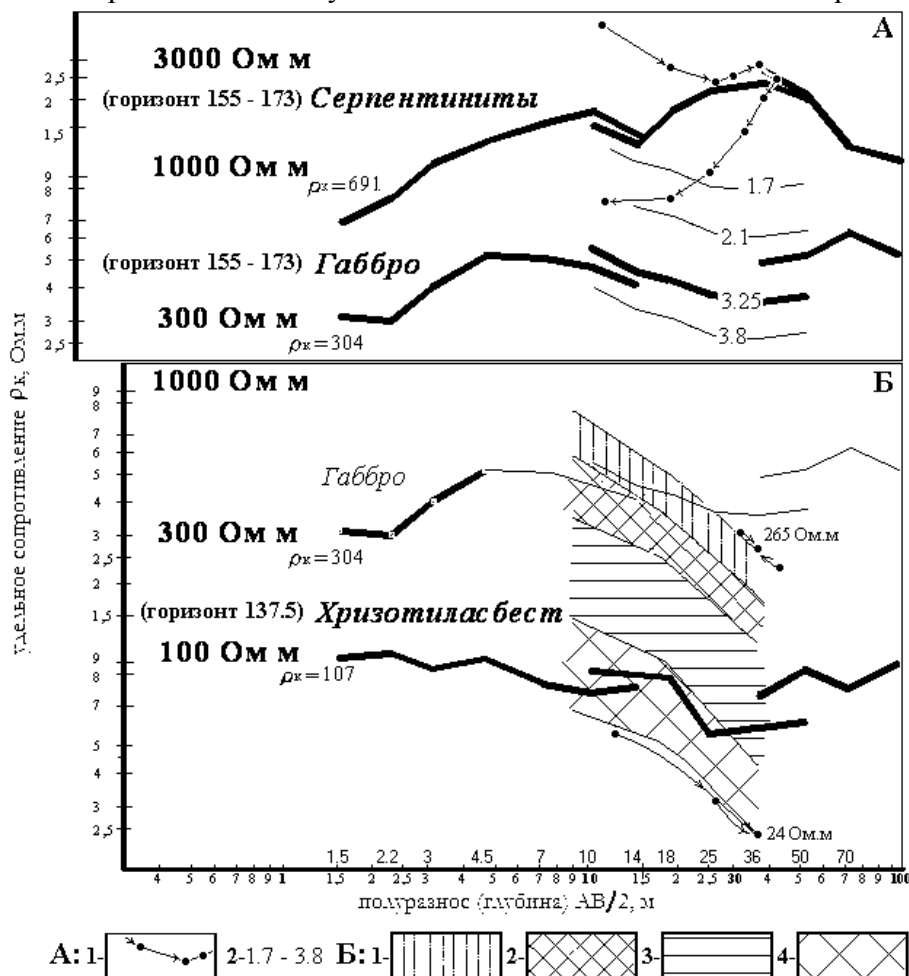


Рис. 2. Графики ВЭЗ, выполненные в главном карьере ОАО «Ураласбест».

А: 1- данные ПСГ, отображаемые в координатах рисунка как дипольное электрическое зондирование ДЭЗ; – точки ρ_K по линии, пересекающей контакт серпентинитов и габбро; – точки экстремальных ρ_K хризотиласбеста, 2. модуль кислотности габбро M_K , отн. ед.; Б: руды хризотиласбеста: 1- некондиционные (пс), 2- мелкой сетки (мс), отороченные жилы (ОЖ), крупной сетки (КС).

Если на графики ВЭЗ изучаемые неоднородности влияют в виде, так называемых, «боковых эффектов», их необходимо исключить, не осложнять применение алгоритмов обработки. Изменен принцип использования аппаратуры и техни-

ческих средств, имеющих в распоряжении. Приемы, направленные на исключение помех, позволили неоднородности обратить к пользе регистрации. Введено контролируемое расположение заземлений. Методическое решение коснулось последовательности работ. Актуальности не утрачивают измерения вблизи сети опорных скважин, но для размещения установок ВЭЗ требовалась дистанция от зон высоких градиентов, которые выявлялись по рисунку опережающей съемки по методу площадного срединного градиента ПСГ.

Чем была обеспечена регистрация петрохимических изменений, как по глубине, так и линейных, примерно равноценная. Усматривается их отдельное отражение в распределении сопротивления по профилям ПСГ и на графиках ВЭЗ. Фиксировались контрасты и градиенты, задачам работ и возможностям интерпретации подчиненные.

В рудной зоне месторождений бокситов, магнезитов, хризотиласбеста, титаномагнетитов на настоящем этапе исследований получены предварительные рисунки изолиний сопротивления, считается, что это изолинии так же содержания [4- 6, 8]. Средства преобразования в рисунки качества и кондиций находятся в разработке.

Метод разведки габбро залежи Пожарная карьера ОАО «Ураласбест» практически доведен до стадии внедрения. Наиболее неоднороден участок, примыкающий к массиву серпентинитов (рис. 3). Скачкообразное повышение ρ_K до 1600- 1700 Ом.м наблюдается при наличии жил силикатов – в массиве наряду с серпентинитами имеются включения («просечки») гранитоидов. В этом литологическом случае ставится задача определения «засоренности» и предусмотрен вариант разведки с уплотнением наблюдений ВЭЗ. Каждому стабильному участку на рисунках сопротивлений свойственен отдельный минеральный

комплекс; разрезу по изолинии (полосе внутри блока до глубины 15 метров) - постоянство сопротивления. Далее ставится задача интерпретации вещественного состава [5, 8- 9].

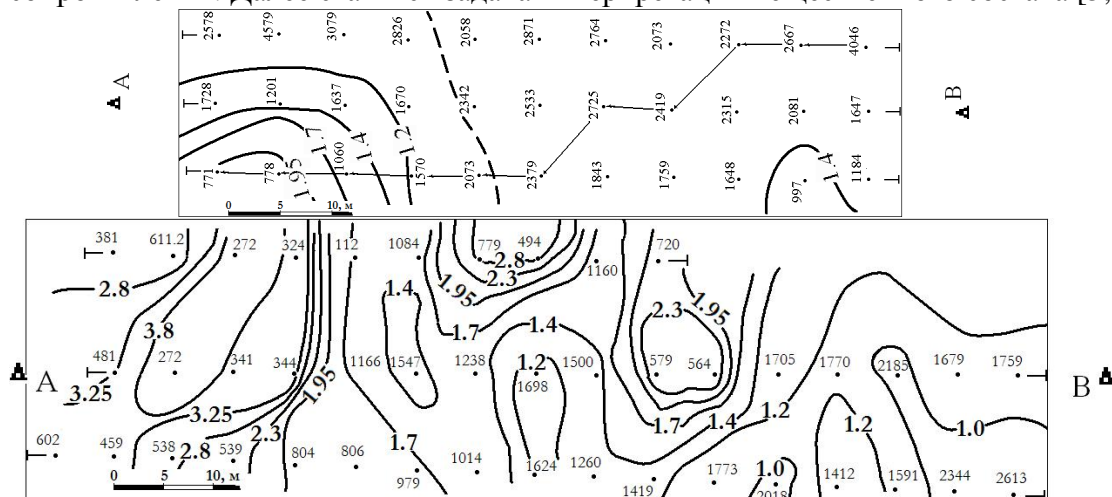


Рис. 3. Результаты эксплуатационной разведки габбро.

Цифры – удельные сопротивления ρ_K , Ом.м, измеренные в результате ПСГ; изолинии – модуль кислотности M_k , д.е.; пунктир – контакт серпентинитов и габбро по данным детальной разведки; «←» – линия, пересекающая контакт; ρ_K , измеренные по этой линии, отображены так же и на рисунке 2 (А: п.1) в виде точек ДЭЗ.

При обсуждении результатов разведки габбро мы обратились к практике расчетов резистивиметрии (равно термометрии).

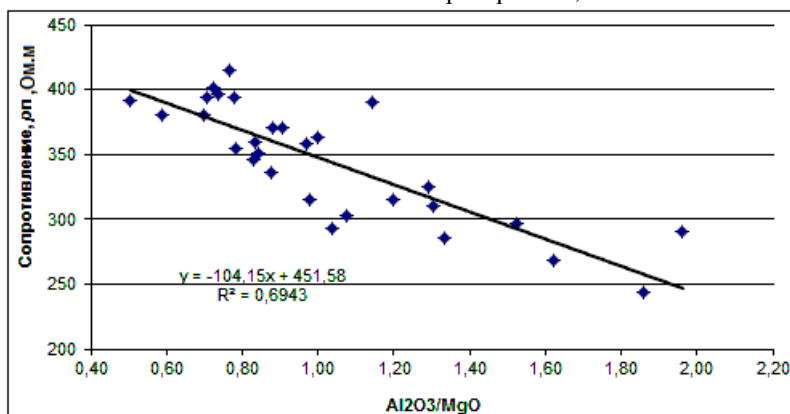
Пример металлометрии (габбро)

Кондиции габбро определяет модуль кислотности:

$$M_k = \frac{SiO_2 + Al_2O_3}{CaO + MgO} \quad (1)$$

В залежи Пожарная по сопротивлению фиксируются M_k в интервале $1.7 \div 2.9$, но более 3.8 не встречено. Рост качества зависит от замещения пироксена (диаллага) плагиоклазом (битовнитом) в основной области, в кислой от обмена плагиоклаза на амфиболы, т.е. замещения роговой обманкой лабрадора. Применению уравнения смеси способствуют: 1. равенство 20-ти Ом.м сопротивления Al_2O_3 , 2. отношение MgO к Al_2O_3 (400/20) так же 20-ти (!).

Статистические гипотезы не проверялись, т.к. числовой набор данных о составе (29 проб) к случайным



не отнесен, сразу проведен корреляционный анализ. Установлены связи: M_k с $1/MgO$ (коэффициент корреляции $Kr= 0.873$), с Al_2O_3 ($Kr= 0.832$) и ее (связи) отсутствие с $1/CaO$ ($Kr= 0.137$), с SiO_2 ($Kr= 0.246$). Наиболее важны: связь M_k с отношением Al_2O_3/MgO ($Kr=0.832$) и сопротивления с Al_2O_3/MgO ($Kr=0.833$) (рисунок 4).

Рис. 4. Изучаемая зависимость сопротивления и модуля (~ Al_2O_3/MgO).

Пример резистивиметрии

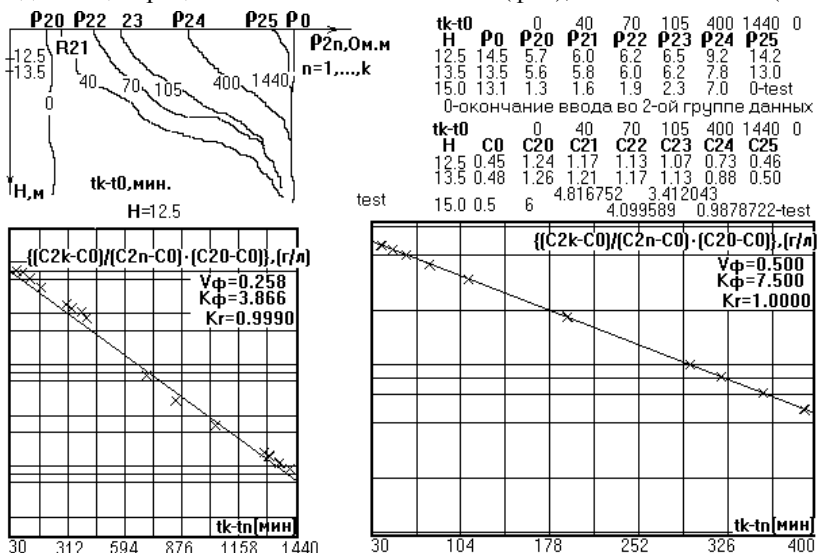
Скорость фильтрации вычисляется по формуле Коля:

$$V_i \approx \frac{1.81 \cdot r_i}{\Delta t} \cdot Lg \frac{C1 - C0}{C2 - C0} \quad (2),$$

которая по нашему предложению преобразуется:

$$Lg \frac{(Ck - C0) \cdot (Cn - C0)}{C1 - C0} = -V_i \cdot \frac{tk - tn}{1.81 \cdot r_i} + Lg(Cn - C0), n < k \quad (3),$$

где концентрации NaCl: C0- естественная (фон), Ck- избыточная (max/k=2), Δt- время регистрации, ri- радиус



скважины. Расчет уравнения регрессии к виду $y = a \cdot x + b$ ведется (по преобразованию Огильви) при статистическом массиве в k – точек. Графически оно изображается в осях: $Lg(Ck - C0)$ и $(tk - t0)$. Иное преобразование (36) доводит массив до $k+(k-1)+(k-2)+\dots+1$ точек (рисунок 5). Тогда точность в расчете скоростей не хуже 0.03 м/сутки, дебитов не хуже 0.005 м³/сутки.

Рис.5. Обработка по программе GIDRA_30. Кривые «опыта». Матрица ввода. Графики.

Применение корреляционного анализа формально, выявляемое

уравнение – функция. При расчетах по программе GIDRA_30 автору редко встречались результаты опытов с Kγ у 0.96 и никогда меньше. Отклонения от 1 обусловлены допустимой погрешностью при режиме засолки (нагреве) и перетоках (теплообмене) внутри скважины, в регистрации времени, в неритмичности спусков- подъемов снаряда в скважине.

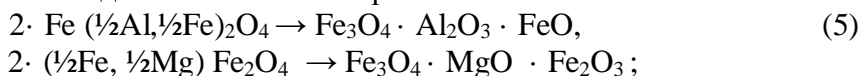
Ранее предложенное оригинальное преобразование (Огильви А.А., 1979):

$$Lg(Ck - C0) = -Vi \cdot \frac{tk - t0}{1.81 \cdot ri} + Lg(C1 - C0), k > 1 \quad (4)$$

цитируемое во всех классических учебниках, выступило частью более общего алгоритма (3), а IBM- реализация превосходной точности позволила расширить круг доступных методу задач в области геометризации карстов [7].

Промежуточный, Al-, Mg- металлометрический алгоритм $\rho p \sim 1/Mk$ (, Kγ = 0.832) – вероятностный, но уже позволяет решать горно-геометрические задачи, включая расчеты кондиций любого горного объема в пределах рисунка изолиний (рис. 3). В развитие, для кардинального повышения точности как в прототипе (рис. 5), он должен выступить частью более крупного, универсального алгоритма, учитывающего магнитный Fe₃O₄- фактор.

Свойства магнетитсодержащих оруденений моделируются приростом 2-х шпинелей, которые с учетом примеси 50 ат. % Al (прототип титаномагнетитов) и Mg (хризотиласбеста) запишем с выделением чистых агрегатов:



тогда, магнезия в плагиоклазите, глинозем в габбро (/перидотите), содержание которых измеренные свойства вмещающих комплексов (включая сопротивление) считаем, что отражают, по мере модельного уменьшения доли заполнителя автоматически «выбывают» из расчетов. Остается отслеживать баланс 2-х главных агрегатов Fe₃O₄ + MgO и Fe₃O₄ + Al₂O₃, приходящихся на шпинели. Особенности в том, что в каждой новой, вкладываемой шпинели № 2 содержание MgO корректируется в направлении прироста и до известного в асбестах его уровня в богатых рудах крупной сетки (КС), тогда как в шпинели № 1 доля Al₂O₃ должна убывать, достигая минимума в богатых, практически чистых магнетитах.

Изучение плотности дает преимущества полного описания правой части уравнений (5), в противоположность, магнитной восприимчивости, отчасти, сопротивлению – анализ идеальных магнитов и идеальных проводников затруднен. Поэтому металлометрический график, на котором, как на рисунке 3, по горизонтальной оси откладывается «вариатор» состава, а по вертикали – петрофизический «оператор», отражающий итоговый Fe-, Al- и Mg- алгоритм, к итогу разработки может быть видоизменен.

Мера качества, в силу роли металлов Al, Mg закономерно различна. Установлено, что

на геологически полную «линейку» сортамента титаномагнетитов приходится уменьшение сопротивления в 6.5 раз, 11.5 раз приходится на диапазон улучшения хризотиласбеста.

ВЫВОДЫ.

Получены основания оценки потенциально осуществимого разнообразия свойств оруденений, связи с факторами состава, распределения качества в горных объемах.

1. Дифференциация плотности дает основания применения методов сейсмо- и гравиметрии. Первая практика оценки относится к изучению на образце биминеральных руд: бокситов и магнезитов. На залежах СУБРовского морфологического типа и Саткинской группы месторождений уплотнение – итог замещения Са рудными металлами: алюминием и магнием. Особенности состава и петрохимические соотношения так же не оставляют сомнений в том, что во всем диапазоне качества руд дифференциация плотности на титаномагнетитах контрастнее на порядки, чем на хризотиласбесте.

2. Большое сродство железу (Fe^{2+} и Fe^{3+}) обнаруживается у иона Al, чем у Mg. Разнообразие структуры, соответствующее полному диапазону восстановления (улучшения качества), в титаномагнетитах закономерно гораздо «скуднее», нежели в асбестах.

3. Диапазон изменчивости магнитной восприимчивости и электропроводности по непрерывной линейке восстановления габбро, перидотит к хризотиласбесту закономерно шире, чем от плагиоклазита до богатых, относительно чистых магнетитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Развитие направления ожидается за счет металлометрических алгоритмов обработки данных геофизики; выявления Fe-, Al-, Mg- дифференциации как можно большего количества свойств; перехода от изучения образцов к изучению горнорудных массивов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 11- 05- 00159).

ЛИТЕРАТУРА.

1. Шуй Р.Т. Полупроводниковые рудные минералы. - Л.: Недра, 1979. - 288 с.
2. Кикоин И.К. Таблицы физических величин. - М.: Атомиздат, 1976. - 1008 с.
3. Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга первая. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман.- М.: Недра, 1992.- 361 с.
4. Петрофизическая основа применения электрометрии на карбонатных массивах горных пород месторождений бокситов (ОАО «СУБР») и магнезитов (ОАО «Комбинат магнезит»)/ А.В.Тимохин, Ю.В.Лаптев// ГИАБ.– 2007. - № 3. – С. 276 – 281.
5. Геометризация оруденений с применением электрометрии (на примере месторождений огнеупоров и бокситов)/ А.В. Тимохин, Ю.В. Лаптев, Р.С. Титов, А.М. Яковлев// Горный журнал. Изв. вузов. – 2012.– №6.– С. 94- 102.
6. Тимохин А.В. Особенности электрометрии при разведке хризотиласбеста и титаномагнетитов в эксплуатационных целях/ А.В. Тимохин, Ю.В.Лаптев, Р.С.Титов, В.Д.Кантемиров, К.С.Титов// Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей: сб. VI науч. чтен. памяти Ю.П. Булашевича./ИГФ РАН.- Екатеринбург, 2011.- С. 226- 229.
7. Решение проблемы карстологической безопасности Урала с применением измерительных средств картирования и геометризации геолого-техногенных сред / А.В. Тимохин // Золотодобывающая промышленность.- 2010.- № 2(38).- С. 26- 29, продолжение №3(39).- С. 26- 29...
8. Тимохин А.В. Металломорфозы как фактор полезного сигнала регистрации рудопроявлений и рассеянных структур окислов/ А.В.Тимохин, А.В. Гальянов// Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей: сб. VI науч. чтен. памяти Ю.П. Булашевича./ИГФ РАН.- Екатеринбург, 2011.- С. 346- 350.
9. Принципы использования геофизических методов и подходы в выборе средств измерений при технологической оценке оруденений (минералого-петрофизическая характеристика потенциала извлечения) / А.В. Тимохин, Р.С. Титов // Горный журнал. Изв. вузов. – 2012.– №7.– (в печати).

УДК. 550.832

**ОДНОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ И
ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В СКВАЖИНАХ**

*А.К. Троянов, Ю.Г. Астраханцев, Н.А. Белоглазова, А.Г. Вдовин, Е.А. Баженова
tak48@mail.ru*

*Учреждение Российской академии наук Институт геофизики УрО РАН,
г. Екатеринбург, Россия*

Abstract. Presents the results of simultaneous measurements of seismoacoustic emission and electromagnetic radiation in the boreholes. It is shown that maximum signal levels of spatial coincide by the depth with intervals increased fracturing rocks and also rock contacts with different strength properties.

Изучение связи между ЭМИ и САЭ в скважинах позволяет не только понять механизм природы процесса, но и охарактеризовать динамические свойства трещиноватой среды, определить какой из ее параметров, проявляющихся в полях различной физической природы, является доминирующим и ответственным за наблюдаемый процесс. Учитывая иерархичность геосреды на разных масштабных уровнях, изучение связи сейсмоакустической эмиссии (САЭ) и электромагнитного излучения (ЭМИ) дает возможность получить дополнительные данные при изучении современных геодинамических процессов.

Процесс трещинообразования сопровождается сейсмоакустической эмиссией, а при возникновении электрических зарядов на границе разрыва берегов трещины - электромагнитным излучением. Однако наличие сейсмоакустического излучения не означает, что оно должно обязательно сопровождаться интенсивным электромагнитным излучением, поскольку в разных условиях релаксация электрических зарядов происходит с учетом свойств, характеризующих электропроводность среды. С другой стороны, электромагнитное излучение более чувствительно к деформациям пород, потому что, прежде чем произойдет хрупкий разрыв, идет разделение электрических зарядов расходящихся берегов трещины. В объеме геосреды это создает интегральный сигнал, который и является характеристикой ЭМИ, поэтому электромагнитное излучение не всегда сопровождается регистрируемой сейсмоакустической эмиссией [1].

Следует заметить, что тектонически нарушенная зона может быть представлена интервалами трещиноватости или дробления пород, то есть будет иметь разную тектонофизическую природу. В зоне дробления могут отсутствовать высокочастотные сигналы САЭ и ЭМИ, в зоне трещиноватых пород параметры САЭ и ЭМИ отслеживают кинетику трещинообразования.

Экспериментальные исследования проводились с аппаратурой МЭШ-42 [2], разработанной в Институте геофизики УрО РАН. Данная аппаратура предназначена для одновременных измерений трех составляющих вектора ускорения испытываемых скважинным прибором от действия внешних факторов в диапазоне частот 0.1-0.5 кГц (Н1), 0.5-5.0 кГц (Н2), 2.5-5.0 кГц (Н4) и электромагнитных сигналов на частотах 45 кГц (F1), 70 кГц (F2), 120 кГц (F3). Информация регистрируется персональным компьютером через USB-порт. В приборе применено временное разделение каналов. Цикл измерения всех параметров составляет 2 с.

Пример выделения интервалов трещиноватых пород в Янгиюганской параметрической скважине приведен на рис. 1. Наблюдаются пространственно не совпадающие по глубине аномалии САЭ и ЭМИ, в частности, в верхней части разреза (2703 – 3450 м) повышенным значениям САЭ (диапазон частот 100 – 500 Гц) соответствуют низкий уровень сигналов ЭМИ, в тоже время, высокочастотные сигналы САЭ имеют низкий уровень, что свидетельствует о низкой трещиноватости пород. В интервале 3450 – 3650 м интенсивным аномалиям ЭМИ соответствует низкий амплитудный уровень сигналов САЭ во

всем диапазоне частот и высокий уровень значений бокового каротажа (БК). Указанное распределение сигналов определяется тектонофизической природой нарушенных зон. Данный интервал сложен массивом высокоомных горных пород, в напряженном состоянии стремящийся к трещинообразованию, что косвенно подтверждается низким выходом керна на этих глубинах.

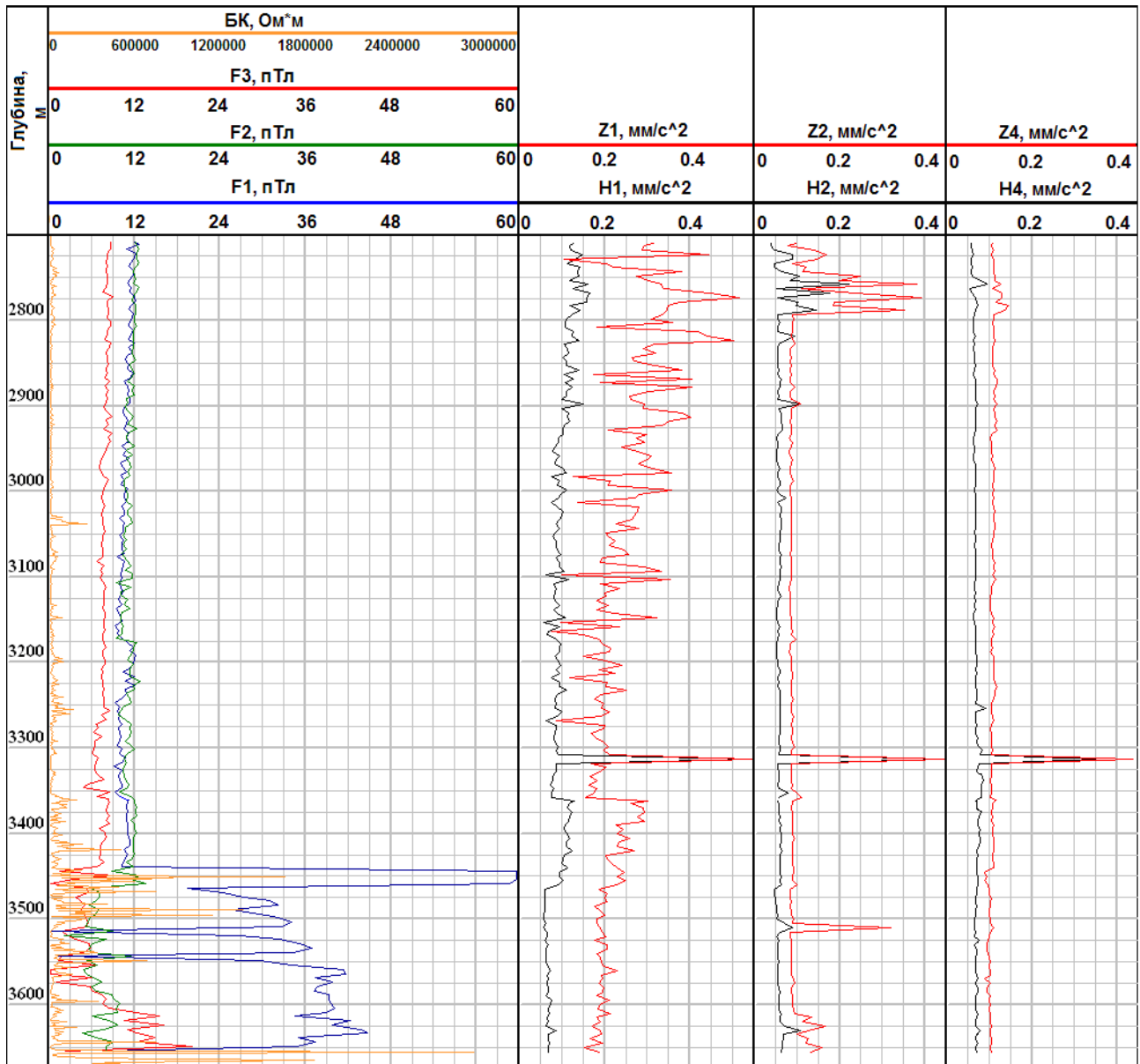


Рис. 1. Результаты комплексных измерений САЭ, ЭМИ и бокового каротажа в Янгиюганской параметрической скважине.

Данные комплексных измерений в Верх-Сысертской скважине (Средний Урал, пос. Верхняя Сысерть, учебно-методическая база Уральского Государственного Горного Университета) приведены на рис. 2. По данным аномальных значений параметров САЭ выделяется кавернозная зона в интервале 60 – 110 м. По данным ЭМИ указанный интервал не выделяется, так как он связан с зоной дробления пород. В призабойной части скважины (160 – 170 м) наблюдается интенсивная аномалия ЭМИ на частоте 120 кГц, на параметрах САЭ эта зона выделяется на частоте 100 – 500 Гц; данный интервал представлен переслаиванием большого количества слоев, с пониженными прочностными свойствами.

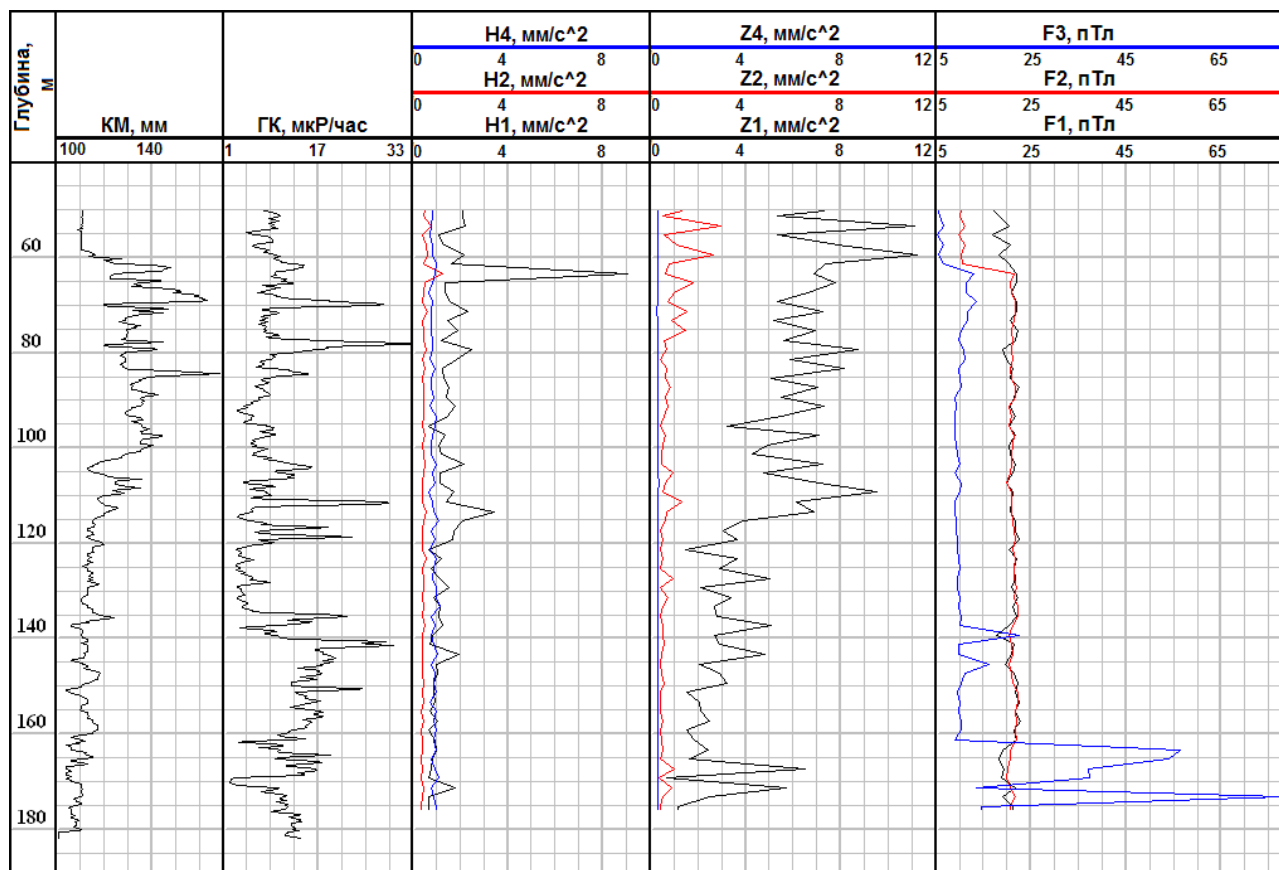


Рис. 2. Результаты комплексных измерений САЭ и ЭМИ в Верх-Сысертской скважине.

Исследования фоновых акустических и электромагнитных полей по разрезам скважин показали, что максимальные уровни сигналов как одной, так и другой природы большей частью пространственно совпадают по глубине с интервалами повышенной трещиноватости пород. Иногда наблюдаются отступления от видимой корреляции сигналов по акустическому и электромагнитному каналам. В этом отражается, по-видимому, не только разная природа фиксируемых полей, но и своеобразие свойств, структуры пород, влияющих на амплитудно-частотные характеристики механоакустических и механоэлектрических преобразователей.

Авторы выражают благодарность сотрудникам кафедры геофизики Уральского Государственного Горного Университета за оказание помощи в проведение исследований в скважине №1 на территории учебно-методической базы в п. Верхняя Сысерть.

Работа выполнена при финансовой поддержке от Правительства Свердловской области и Российского фонда фундаментальных исследований по проекту РФФИ-Урал № 13-05-96019, а также при поддержке проекта РАН 12-V-5-1044.

Литература

1. Троянов А.К., Мартышко П.С., Дьяконов Б.П., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Гаврилов В.А., Белоглазова Н.А. Сейсмоакустическая эмиссия и электромагнитное излучение трещиноватых пород в скважинах. ДАН, 2011, том 436, №1, с.118-120.
2. Астраханцев Ю.Г., Троянов А.К. Устройство для измерения геоакустических шумов в скважине. Пат. 2123711 РФ МКИ; G01V1/40 // Бюл. Изобр. 1988. №35.

УДК. 550.832

**ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ И
ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В СКВАЖИНЕ НА
МЕСТОРОЖДЕНИИ ШАЙМЕРДЕН**

*А.К. Троянов¹, Б.А. Едигенов², С.Г. Павловская², Ю.Г. Астраханцев¹, Н.И. Начапкин¹,
Е.А. Баженова¹, А.Г. Вдовин¹*

tak48@mail.ru, kst-pse@yandex.ru

¹*Учреждение Российской академии наук Институт геофизики УрО РАН,
г. Екатеринбург, Россия*

²*ТО Кустанайская поисково-съёмочная экспедиция,
г. Кустанай, Республика Казахстан*

Abstract. Presents the spectra of temporal changes the signals of seismoacoustic emission (SAE) and electromagnetic radiation (EMR) in the well №22 on the field Shaimerden. It is shown that the separate fragments of the spectra of the SAE and EMR agreed change in disturbed areas, and in dense rocks consistency spectra is weaker.

Известные деформационные процессы (лунно-солнечные приливы, штормовые микросейсмы, собственные колебания Земли и др.) по-разному проявляются в природных физических полях. В частности, микродеформации, ведущие к разрушению среды, отмечаются аномальным увеличением сигналов сейсмоакустической эмиссии (САЭ), то же наблюдается и в естественном электромагнитном излучении (ЭМИ) объема нарушенной геосреды.

Деформационные процессы в полях различной физической природы отражают физики-механические свойства исследуемой среды. При этом, наибольший интерес представляют одновременные изменения параметров САЭ и ЭМИ. Для изучения временной изменчивости САЭ и ЭМИ были проведены измерения в скважине №22 на месторождении Шаймерден.

Использовался программно-аппаратурный комплекс, разработанный в институте геофизики УрО РАН [1], позволяющий одновременно фиксировать сигналы САЭ в единицах регистрируемых ускорений мм/с², ЭМИ в пГл.

Измерения САЭ проводились в диапазоне частот 100-5000 Гц. В качестве информативного параметра использовалась результирующая сигналов с двух горизонтальных датчиков:

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2},$$

где X и Y – сигналы с горизонтальных датчиков. H1, H2, H4 – результирующие сигналов в диапазонах частот 100-500 Гц, 500-5000 и 25000-5000 Гц, соответственно. ЭМИ (параметры F1, F2, F3) регистрировалось в диапазонах 45 кГц, 70 и 120 кГц, соответственно.

Изучение вертикального распределения сигналов САЭ и ЭМИ по стволу скважин показало, что зоны трещиноватости выделяются повышенными значениями амплитудного уровня сигналов [2,3]. Вопрос о взаимной корреляции сигналов остается малоизученным.

Сопоставление временных вариаций САЭ и ЭМИ показало, что существуют моменты, когда наблюдается соответственное изменение сигналов или его полное отсутствие.

При изучении временной изменчивости сигналов САЭ и ЭМИ с целью выявления их совпадения был применен гармонический анализ.

Для сопоставления сигналов сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения были использованы спектры зарегистрированных сигналов. Исходили из того что сейсмоакустическая эмиссия отражает деформационный процесс, а ЭМИ – его проявление в электромагнитном поле. Предполагалось, что доминирующим периодичностям на спектрах САЭ в случае их связи с сигналами ЭМИ, будут соответствовать аналогичные периоды в вариациях сигналов ЭМИ.

На рисунках 1-3 приведены фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов САЭ и ЭМИ в скважине №22 на глубинах 82, 116 и 130 м, соответственно, на месторождении Шаймерден. Как видно из рис.1, на глубине 82 м доминирующие периодичности сигналов САЭ и ЭМИ близки или совпадают по периодам их проявления, при чем, это наблюдается при сопоставлении сигналов в области низких частот (Н1, F1), средних частот (Н2, F2) и высоких частот (Н4, F3). Следует заметить, что на этой глубине скважиной вскрыты светло-серые известняки с зонами слабой и интенсивной трещиноватости, и так же наблюдается наличие каверн, то есть данный интервал является нарушенным и обладает повышенной тензочувствительностью к деформационным процессам.

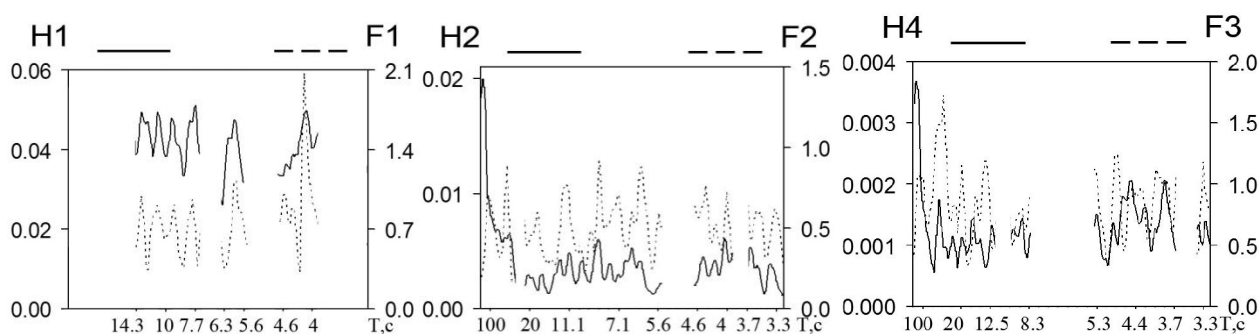


Рис. 1. Фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважине №22 на глубине 82 м (Тургайский прогиб, 2010).

Н1, Н2, Н4 – сигналы сейсмоакустической эмиссии в диапазонах частот 100-500 Гц, 500-5000 и 2500-5000 Гц, соответственно.

F1, F2, F3 – сигналы электромагнитно излучения в диапазонах частот 45 кГц, 70 и 120 кГц, соответственно.

В плотных известняках на глубине 116 м (рис.2) фрагменты совмещенных по периодам спектров показывают, в области высоких частот (параметры Н2, F2 и Н4, F3) наблюдается соответствие периодов, а в области низких частот (Н1, F1) проявляется более сложная картина, то есть нет четкого соответствия проявления доминирующих периодов. Данная зона характеризуется низкой кавернозностью ствола скважины.

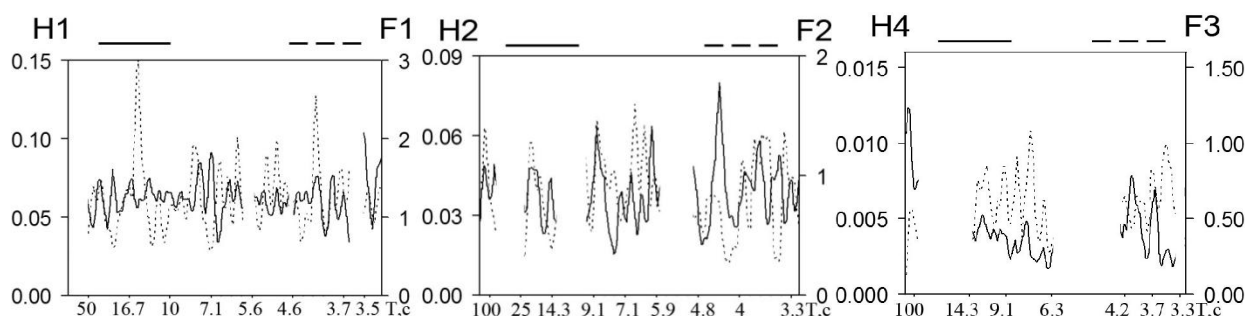


Рис. 2. Фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважине №22 на глубине 116 м (Тургайский прогиб, 2010).

Н1, Н2, Н4 – сигналы сейсмоакустической эмиссии в диапазонах частот 100-500 Гц, 500-5000 и 2500-5000 Гц, соответственно.

F1, F2, F3 – сигналы электромагнитно излучения в диапазонах частот 45 кГц, 70 и 120 кГц, соответственно.

Фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов САЭ и ЭМИ на глубине 130 м в интервале зон слабой трещиноватости светло-серых окремненных известняков приведены на рис.3. Здесь наблюдается совпадение доминирующих периодов рассматриваемых сигналов.

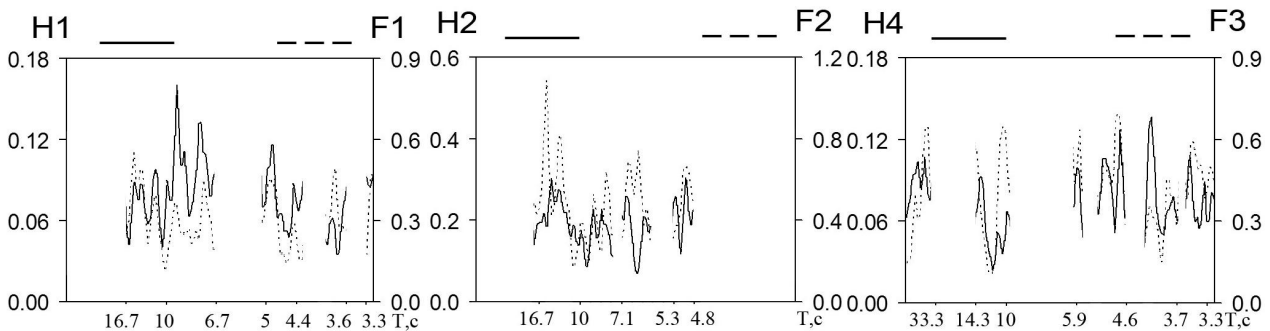


Рис. 3. Фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважине №22 на глубине 130 м (Тургайский прогиб, 2010).

N1, N2, N4 – сигналы сейсмоакустической эмиссии в диапазонах частот 100-500 Гц, 500-5000 и 2500-5000 Гц, соответственно.

F1, F2, F3 – сигналы электромагнитно излучения в диапазонах частот 45 кГц, 70 и 120 кГц, соответственно.

Таким образом, по наблюдениям сигналов САЭ и ЭМИ на разных глубинах в скважине №22 месторождения Шаймерден совпадение доминирующих периодичностей в большей степени наблюдается в зонах нарушенных пород, чем в плотных. Это указывает на то, как проявляются современные деформационные процессы в полях различной физической природы.

Работа выполнена при финансовой поддержке от Правительства Свердловской области и Российского фонда фундаментальных исследований по проекту РФФИ-Урал № 13-05-96019, а также при поддержке проекта РАН 12-У-5-1044.

Литература

1. Астраханцев Ю.Г., Троянов А.К. Устройство для измерения геоакустических шумов в скважине. Пат. 2123711 РФ МКИ; G01V1/40// Бюл. Изобр. 1988. №35.
2. Троянов А.К., Мартышко П.С., Дьяконов Б.П., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г. Лунно-солнечные приливные деформационные процессы и сейсмоакустическая эмиссия в объеме геосреды. ДАН, 2011, том 439, №1, с.110-113.
3. Троянов А.К., Мартышко П.С., Дьяконов Б.П., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Гаврилов В.А., Белоглазова Н.А. Сейсмоакустическая эмиссия и электромагнитное излучение трещиноватых пород в скважинах. ДАН, 2011, том 436, №1, с.118-120.

УДК 551.24.035:553.3 (575.1)

**НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ГОР БЕЛЬТАУ В
ЗОЛОТОРУДНОМ ПРОЦЕССЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)**

М.К. Турапов¹, Н.Ю. Дулабова², Б.О. Жанибеков¹, А.А. Вахитов¹, Ш.Х. Сагдуллаев¹
jonibekovbobur@mail.ru

1. ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов», Ташкент, Узбекистан

2. Государственный комитет по геологии и минеральным ресурсам Республики Узбекистан

Annotation: In this article it is stated the results of the analysis of geologic-structural conditions of Daugyztau gold ore deposit formation, formation phases reconstruction of fault breakings and also results of tectonic pressure fields simulation in deposit structures. Decoding of geodynamic conditions of ore deposition period shows that Daugyztau was formed in zone of an ajar side of the Daugyztausky fault.

Обоснование. Нарращивание минерально–сырьевой базы – главная задача геологической службы Узбекистана. В настоящее время она очень актуальна для металла номер один – золото. Фонд поверхностных и близповерхностных месторождений золота исчерпан. В связи с этим необходимо проводить поиски новых месторождений, рудных тел на глубоких горизонтах и флангах известных и отрабатываемых месторождений, в нетрадиционных геолого-структурных позициях, вмещающей среде и в площадях перекрытых молодыми образованиями.

В горах Бельтау известен ряд месторождений золота и серебра – это Даугызтау, Асаукак, Амантайтау, Высоковольное и др. Расширение минерально-сырьевой базы рудного района, куда входят эти объекты, возможно произведи изучением флангов этих месторождений. Проведение поисково-разведочных работ на флангах и глубоких горизонтах известных и отрабатываемых месторождений не возможно без достоверной расшифровки их генезиса и механизма формирования.

Как показывают результаты предыдущих исследований одним из главных факторов, определяющий пространственное размещение золотого оруденения, является тектоника. Почти все проявления золота контролируются разрывной тектоникой. На сегодняшний день механизм образования рудоконтролирующих структур и их тектонофизическое состояние остаются не до конца решенными.

Цель данного исследования: изучить механизм образования рудоконтролирующих структур, их связь с напряжением земной коры и взаимоотношение с процессами рудообразования.

Методика исследований: методы геолого-структурного анализа условий формирования и размещения эндогенного оруденения; экспериментальные работы по моделированию тектонических напряжений в структурах участка земной коры; методика реконструкции геодинамической обстановки.

Результаты исследований. Горы Бельтау протягиваются в форме возвышенности в северо-восточном направлении в юго-восточной части Центральных Кызылкумов. В его геологическом строении участвуют протерозойские (тасказганская свита), палеозойские (бесапанская свита) и мезо-кайнозойские образования. Наиболее широкое развитие получили образования бесапанской свиты ордовик-нижнесилурийского возраста, представленные бласто-алевропесчаниками, бластопелитами, кремнием, известняками, гравелитами, песчаниками, алевролитами, пелитами. Все эти образования смяты, раздроблены и подвержены метаморфизму. Широкое развитие имеют разрывные нарушения, отличающиеся между собой по пространственному положению, по размерам и отношению к рудным минералообразованиям. Разрывные нарушения, в основном подразделяются по направлению простираения на: северо-восточные, север-северо-восточные и северо-западные. Все они имеют определенное отношение к золоторудной минерализации.

Горы Бельтау с юго-востока ограничены северо-восточным Даугызтауским разломом, а с северо-запада – параллельной ему глубинной структурой. Таким образом, две параллельные северо-восточные крупные разломы определяют полосообразную форму гор Бельтау. Породы между этими двумя структурами сильно дислоцированы, осложнены разрывной тектоникой сколового характера. Восстановить этапность их образования очень

сложно.

Вышеприведенные геологические, структурно-тектонические данные по горам Бельтау, а также геологические структурные карты Центральных Кызылкумов гор Даугызтау, Джетымтау и Амантайтау легли в основу составления структурно-тектонической схемы модели структур Даугызтау-Джетымтауской площади.

Реконструкция этапности образования разрывных нарушений позволило установить: на первом этапе образовались северо-восточные структуры, связанные с глубинными процессами; на втором этапе – север-северо-восточные; на третьем этапе – мелкие сколовые нарушения северо-восточного, северо-западного широтного, меридионального направлений. Учитывая это, были составлены два варианта структурно-тектонических основ моделей структур Бельтау-Джетымтау. В первом варианте основу составляют три параллельные крупные северо-восточные разломы, а во втором – эти разломы осложнены более мелкими и поздне заложеными север-северо-восточными структурами. Все разломы, составляющие структурно-тектонические основы моделей, заложены до процессов рудообразования и имеют прямое отношение к формированию металлогенического облика района исследований.

Направление северо-восточных разломов совпадает с направлением региональных усилий сжатия под воздействием которых находился весь Центральный Кызылкумский регион в этапах развития процессов рудообразования. В связи с этим модель структур гор Бельтау-Джетымтау подвергнута горизонтальному сжатию в северо-восточном направлении (I вариант эксперимента). Отсутствует активность северо-восточных структур, т.е. в тектоническом отношении они очень пассивны. Наблюдаемые незначительные движения по их локальным участкам исключительно связаны с морфологией самих разломов. В зонах искривлений, на одном борту разлома наблюдается некоторая концентрация напряжений, а на другом, наоборот – незначительная нейтрализация напряжений. В целом, вся площадь Бельтау-Джетымтау остается тектонически ослабленной. Наличие разрывных элементов не дает основания свободно проникать вглубь модели усилиям сжатия. Контрастность напряжений вдоль разломов связана с их морфологией.

Осложнение модели (второй вариант эксперимента), внесение новых элементов, имитирующих север-северо-восточные разломы не внесли каких-либо существенных изменений в тектонофизическое состояние исследуемой площади. Осложнение северо-восточных структур север-северо-восточным привело к смещению первых в узлах пересечений со вторыми. При этом в узлах пересечения за счет смещения формировались полости приоткрываний. Активность север-северо-восточных разломов привела к перераспределению напряжений вдоль северо-восточных. Незначительные напряжения сконцентрировались в участках сопряжений и пересечений разломов, занимая при этом очень незначительные площади.

Расшифровка геодинамической обстановки и анализ изменения деформации показывает, что локальные зоны сжатия с увеличенной степенью деформации приурочены к узлам сопряжений и пересечений разломов, а также расположены вдоль них. Это указывает на активность разрывов.

Изменение деформации в обратном направлении, т.е. ее уменьшение и связанное с формированием зон локального растяжения наблюдается вдоль разрывных структур, а также в удалении от них. Зоны локальных растяжений в не зоны разломов формировались за счет разностороннего движения разломов, что привело к образованию зоны с разносторонним растяжением. В них отсутствуют тектонические напряжения, породы не подвержены деформации и теоретически такие зоны должны быть весьма благоприятны для проявления здесь различного рода геологических, минералогических, магматических, рудных и других процессов.

Заключение. Для геодинамической и тектонофизической обстановок периода рудообразования территории гор Бельтау-Джетымтау характерна: активность север-северо-восточных разломов, выраженная через горизонтальные движения; активность локальных участков северо-восточных разломов; концентрация напряжений в узлах пересечений и сопряжений разломов; ослабленность тектонической напряженности по всей площади гор Бельтау-Джетымтау.

УДК 550.312

АНОМАЛИЯ ЛИТОСТАТИЧЕСКИХ НАГРУЗОК ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ

Н.В. Фадеева, А.Г. Цидеев

natalyvfadeeva@gmail.com

Государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия.

Annotation. The main purpose of our work was to calculate lithostatic pressure in the upper part of Earth crust and upper mantle. Also we searched the correlation between the anomalies found and seismic activity in the Timan-Pechora area under study by comparison of lithostatic pressure maps and seismic maps.

Цель данной работы заключалась в вычислении литостатического давления верхней части литосферы, определении аномалий литостатических нагрузок и попытке выявить связь между выделенными аномалиями и сейсмической активностью в изучаемом районе на основе сопоставления карт аномалий литостатического давления и карт сейсмического районирования для площади Тимано-Печорской провинции.

Начальные данные включают в себя плотностные модели двумерных профилей Тиманской провинции глубиной до 80 км, построенные в ИГФ УрО РАН [1], положение границы Мохо (границы М) вдоль каждого профиля, данные измеренного гравитационного поля в редукции Буге.

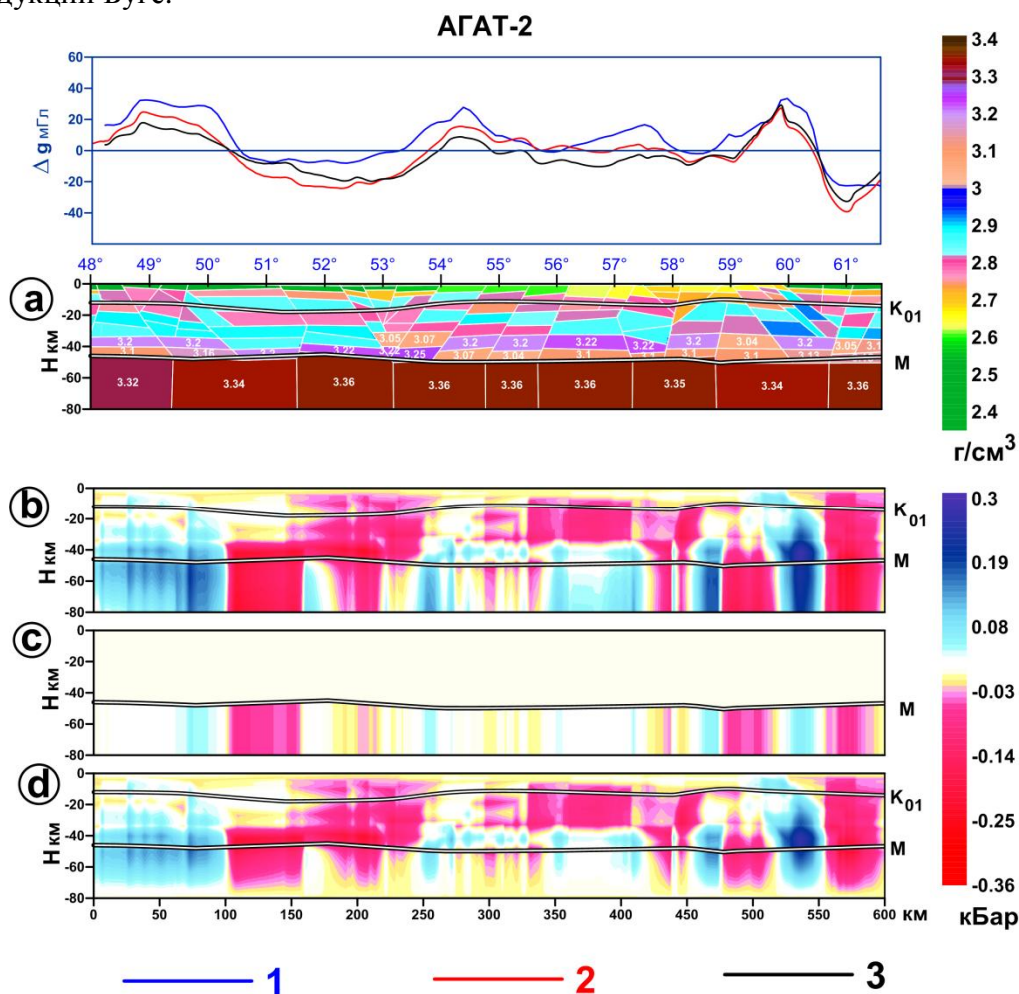


Рис. 1. Профиль Агат-2. «а»- начальная плотностная модель; «b» – литостатическое давление начальной модели; «с» – расчетные добавочные массы для построения уравновешенной модели; «d»- литостатическое давление уравновешенной модель.

1 – измеренное поле, 2 – поле начальной модели, 3 – поле уравновешенной модели.

Основным предположением о характеристиках данной территории было то, что для изучаемых моделей Урала глубина 80 км является первым уровнем изостатической компенсации [2,3].

Для сопоставления сейсмической активности и аномалий литостатических нагрузок применяется следующая схема исследований:

1. Рассматривается плотностная модель с определенным из априорной информации строением чехла и мантии до глубины 80 км.
2. Из дополнительного условия об изостатической компенсации на глубине 80 км строится исправленная модель с тем же чехлом и с подправленной структурой верхней мантии, так называемая уравновешенная модель.
3. Проводятся построение трехмерной уравновешенной на 80 км модели Тимано-Печорской площади и выделение изостатических аномалий.

Для реализации обозначенной схемы, а именно построения изостатически уравновешенной модели, выполняются следующие пункты:

1. Рассчитывается избыточное давление на уровне 80 км от модели профиля, т.е. от плотностных разрезов, находящихся между дневной поверхностью и горизонтальной границей на глубине 80 км (рис. 1 «a,b»).
2. Реализуется построение модели, которая будет удовлетворять условию изостатического равновесия. Уравновешивание осуществляется за счет добавления рассчитываемых недостающих или избыточных масс, заключенных между границей М и горизонтальной границей, находящейся на глубине 80 км (рис. 1 «с,d»).
3. Далее, для получения наиболее наглядных результатов по всем обработанным профилям строится трехмерная модель распределения избыточного литостатического давления на исследуемой площади («литостатический куб») – см. рис. 2.

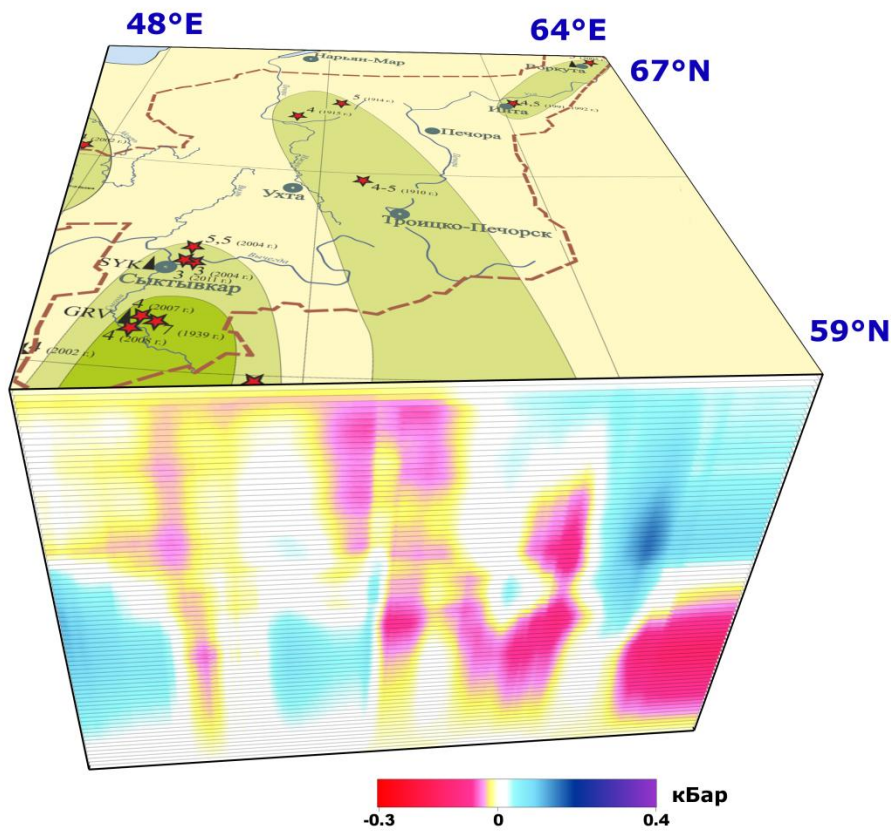


Рис. 2. Трехмерный «литостатический куб» уравновешенной модели с картой сейсмоактивности.

Дальнейшее уточнение плотностной модели по опорным профилям может включать в себя различные методы. Важно, что поправки, введенные в рамках предположения об изостатической компенсации, позволяют перераспределить плотность в мантии таким образом, чтобы значение избыточного давления на заданной глубине стало близко к нулю, при этом гравитационное аномальное поле модели изменилось незначительно, поскольку слабоградиентные глубинные аномалии не вносят большой вклад в суммарное поле. Одним из продолжений исследования строения области может выступать подбор аномальных тел, находящихся в коре, и проводимое в рамках линейной обратной задачи уточнение плотностей верхних слоев. Такая процедура позволит приблизить модельное поле к наблюдаемому полю, внося лишь небольшие добавки в достигнутое условие изостатического равновесия.

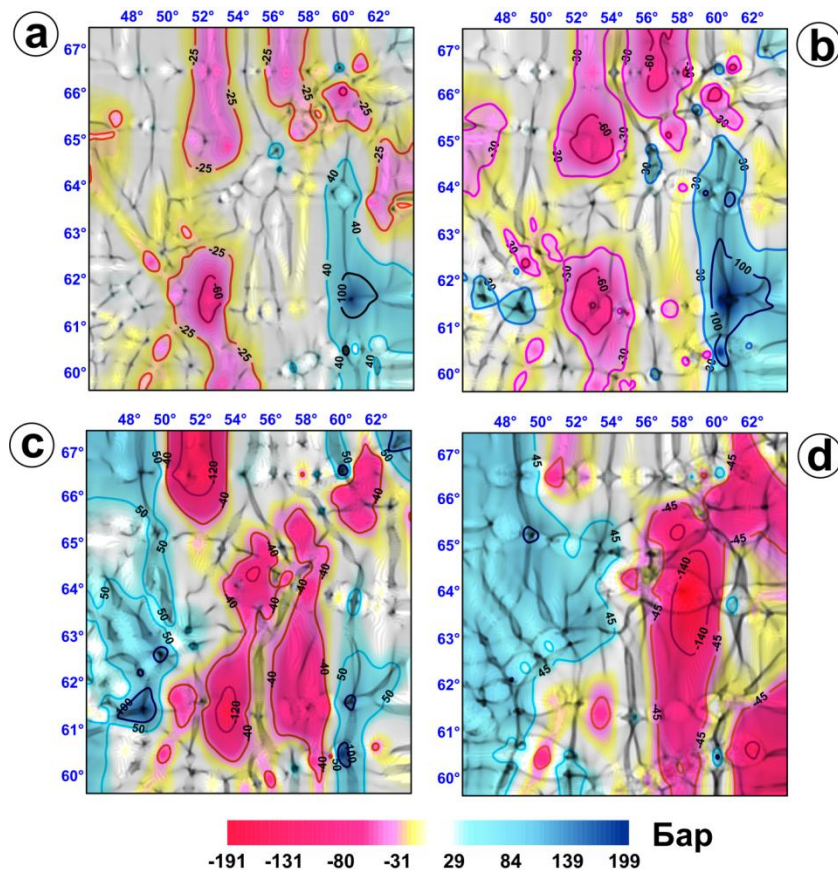


Рис. 3. Литостатические срезы по трехмерному «кубу» на глубинах: «а» - 10 км; «б» - 20 км; «с» - 40 км; «д» - 60 км. Серые полосы – места сгущения градиентов, обозначающие места наибольшего литостатического напряжения.

Таким образом, в результате работы построен «литостатический куб» - трехмерная модель распределения избыточного литостатического давления. Для анализа аномалий проводится построение различных сечений этого куба на глубинах 10км, 20км, 40км, 60км (рис 3). Выбор конкретных глубин был основан на отражении наглядных изменений литостатического давления в зависимости от глубины. Уровень 10 км – это средняя глубина верхней границы кристаллической коры для данной территории. Представленные срезы отражают характер распределения аномалий литостатических нагрузок верхней части литосферы Тиманской площади на соответствующих глубинах. Красные зоны соответствуют легким областям, которые «всплывают», а синяя раскраска отражает тяжелые области, которые «тонут». Дополнительно, на выбранных сечениях проводится построение карт горизонтальных градиентов. Сгущения стрелок векторов указывают на высокоградиентные зоны, которые ассоциируются с зонами повышенных напряжений в коре и мантии. Сопоставление картин очагов землетрясений и зон сгущений векторов показывает, что

высокие градиенты соответствуют зонам повышенных напряжений в сейсмоактивных зонах (рис. 4).

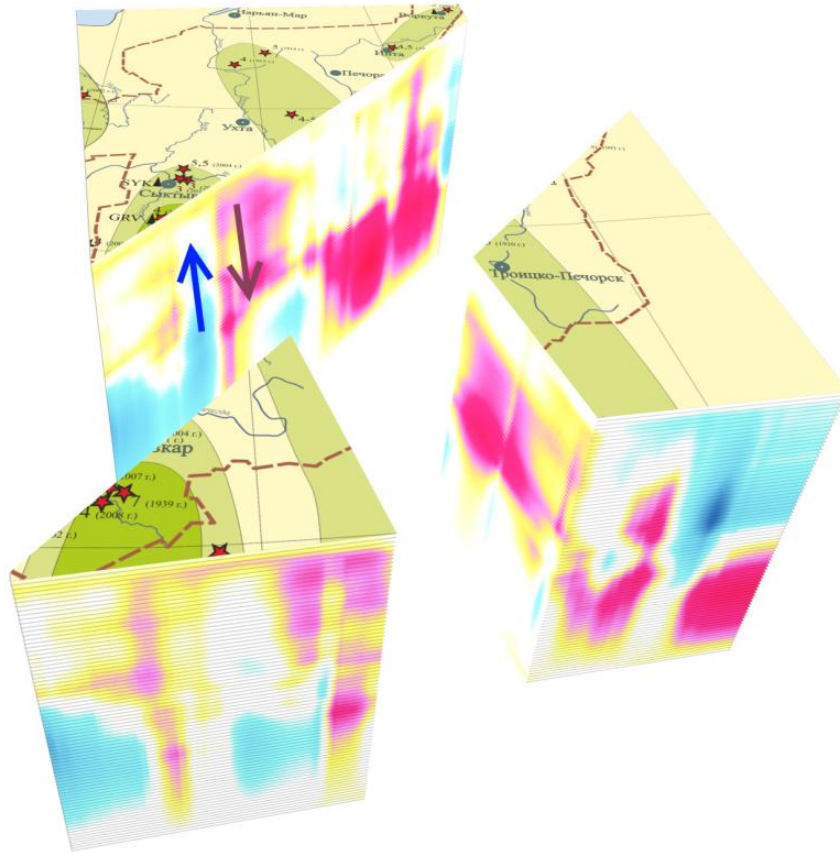


Рис. 4. Сопоставление сейсмоактивных зон Тимано-Печорской плиты и полученных карт избыточного литостатического давления.

Такая технология позволяет сделать предположение о связи сейсмоактивных регионов и литостатических нагрузок внутри Земли, а также получить карту трехмерную схему распределения этих нагрузок. Например, в районе Сыктывкара, где наблюдается сейсмоактивная зона, по расчетам получилась переходная зона сочленения, где стыкуются «всплывающий» (легкий) и «погружающийся» (тяжелый) блоки (рис. 4). Таким образом, приведенная схема построения избыточного давления может выступать в качестве дополнительного инструмента при исследовании сейсмоактивных зон, а также плотностных моделей коры и верхней мантии Земли.

Литература

1. Мартышко П.С., Дружинин В.С., Начапкин Н.И. и др. Методика и результаты создания объемной модели верхней части литосферы северного и среднего сегментов Уральского региона // *Динамика физических полей Земли*. М: ИФЗ РАН, 2011. С.9-30.
2. Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Осипов В.Ю. Методика составления плотностных моделей верхней части литосферы по профилям ГСЗ // *Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию ИГ УрО РАН*. 2008. С.76-80.
3. Павленкова Г.А. Новые данные о структуре земной коры и верхов мантии по профилю «Кварц» // *Разведка и охрана недр*. - № 2, 2000. С.11-15.

УДК 550.837

**КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ И ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ
ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ ПРИ РЕШЕНИИ ИНЖЕНЕРНО-
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ**

О.И. Федорова, В.Ю. Горшков, А.В. Маликов

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича Уро РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. Results of the integration of vertical and differential electrical soundings at studying of soil hydraulic engineering construction and the upper part of geological section in area of chemical pollution of underground waters are considered.

Методы электрических зондирований на постоянном (низкочастотном) токе широко применяются в малоглубинной геофизике при инженерно-геологических, геоэкологических исследованиях. Предпосылкой к этому является то, что в верхней части геологического разреза, значительно изменяется электропроводность горных пород, зависящая, в первую очередь, от влагонасыщенности и минерализации порового флюида. Электронзондирования позволяют изучать электрофизические характеристики среды от дневной поверхности до заданной глубины и выявлять аномалии, связанные с объектами исследований: тектоническими нарушениями, зонами трещиноватости и разуплотнения, кавернозностью, зонами загрязнения подземных вод минерализованными отходами производства и т. д.

Чаще всего применяется метод вертикальных электрических зондирований. Теоретические и методические основы в методе ВЭЗ хорошо проработаны для модели горизонтально-слоистой среды. Но на малых глубинах среда, как правило, неоднородная. В таких случаях вертикальными зондированиями не всегда удается решать задачи инженерной геофизики.

В электроразведке на постоянном токе известны методы чистых аномалий [1]. К ним относится метод MAN, использующий дифференциальную установку, в которой измеряемая разность потенциалов в однородной и горизонтально-слоистой среде равна нулю, а аномальная ΔU появляется над неоднородностью. Метод применялся в 50-60 годах только в варианте профилирования для глубинных исследований. В [2, 3] показано использование профилирования с дифференциальной установкой MAN при решении инженерно-геологических задач, в частности, при геоэлектрической методике контроля состояния грунтовых гидротехнических сооружений.

Дифференциальное электропрофилирование позволяет лишь выявить местоположение неоднородности на профиле наблюдений и приближенно определить ее вертикальные контакты с вмещающей средой. В разрезе геоэлектрическую характеристику аномальной разности потенциалов, возникающей вокруг неоднородности, можно получить зондированием за счет увеличения разноса между приемными заземлениями MN в точке наблюдений (центр установки – питающее заземление A). Построение разреза ΔU от полуразноса приемной линии $MN/2$ даст качественное представление о распределении аномальной разности потенциалов с глубиной.

Для обоснования электронзондирований с дифференциальной установкой MAN выполнены теоретические расчеты над локальными неоднородностями - погруженным шаром и безграничным вертикальным пластом, выходящим на поверхность, и в рамках рассмотренных моделей, выделены некоторые критерии качественной интерпретации экспериментальных данных [4].

Высокая чувствительность дифференциальной установки даст возможность изучить распространение локальных (в том числе крутопадающих) объектов в разрезе, но не позволит определить электрическое сопротивление как аномального объекта, так и вмещающей среды из-за специфики установки. Поэтому предлагается применять комплексную дифференциальную и вертикальную методику зондирований [5].

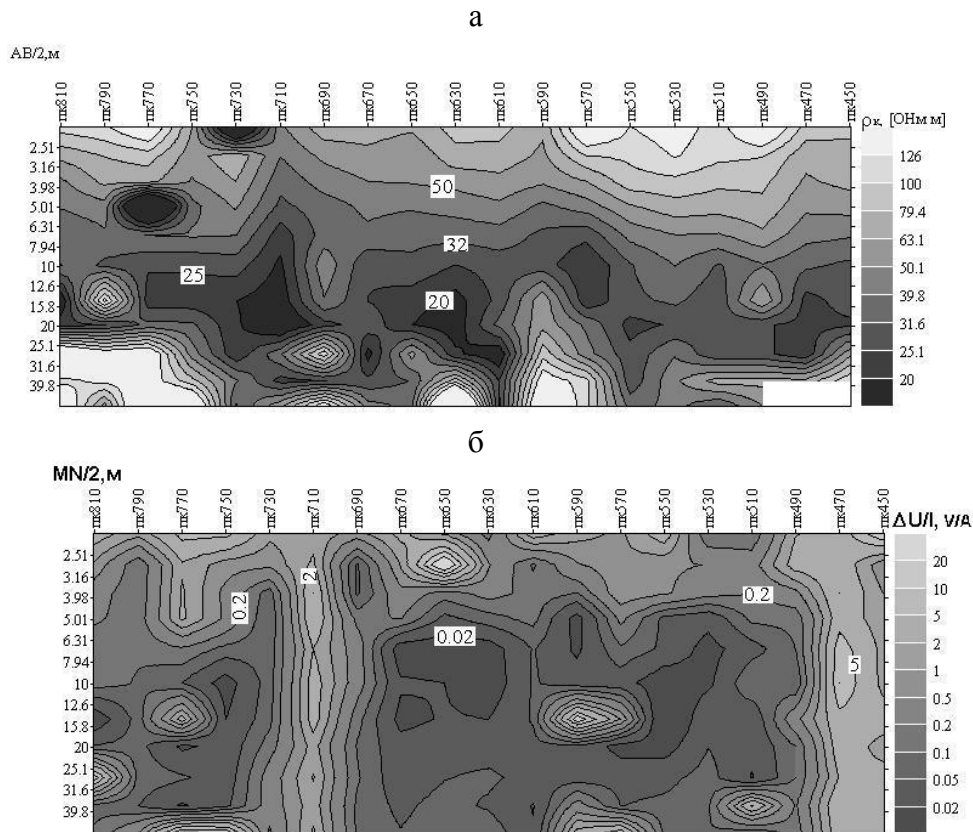


Рис. 1 Результаты электроразведки по верхнему бьефу плотины. Разрезы: кажущихся сопротивлений по ВЭЗ (а); абсолютных значений разности потенциалов, приведенных к току, по дифференциальным зондированиям (б).

Комплексирование вертикальных и дифференциальных электроразведок было опробовано на искусственном инженерном объекте – плотине, ограждающей накопитель жидких отходов производства крупного химического предприятия. Плотина высотой 15-18 м сложенная из грунтового насыпного материала. Экспериментальные работы проводили по верхнему бьефу центральной части плотины, где ранее по геоэлектрическим исследованиям обнаружены участки, в пределах которых предположительно происходит просачивание воды из водохранилища. Пункты измерений размещались через 20 м, максимальный полуразнос зондирования $AB/2(MN/2) = 50$ м, бесконечность для дифференциальной установки составляла 350 м.

Полученные кривые ВЭЗ показали значительную неоднородность как насыпного материала плотины, так и подстилающей геологической среды, что хорошо видно на разрезе кажущихся сопротивлений (рис. 1 а). В этом случае, выполнить количественную обработку данных по существующим распространенным программам, в основе которых заложена горизонтально-слоистая модель среды, не представляется возможным. По результатам качественной интерпретации выявлены следующие электрофизические особенности изучаемой среды. Вблизи поверхности кажущееся сопротивление грунта практически по всему профилю превосходит 50 Ом.м. При увеличении полуразносов питающих заземлений сопротивление грунтового материала уменьшается. На разрезе ρ_k по всей длине профиля выделяется зона пониженного (менее 30 Ом.м) сопротивления, верхняя граница которой ограничивается полуразносами 8-10 м, нижняя – 20-40 м, а на пикетах 730-710 и 650-630 электросопротивление составляет менее 20 Ом.м при полуразносах 10-20 м. В основание разреза чередуются участки повышенного (более 200 Ом.м и пониженного (30-40 Ом.м) кажущегося сопротивления.

На разрезе абсолютных значений $\Delta U/I$ выявлены две поверхностные аномалии (рис. 1 б). Первая – на пикете 770 приурочена, по всей видимости, к обнаруженной ранее, и на

момент проведения измерений уже затампонированной, каверне. Каверна по результатам заверочного бурения находилась на отметках 2,4-5,3 м. Нижняя граница аномального объекта отмечается изолинией 0,2-0,5 В/А на полуразносах 5-6 м. На разрезе ρ_k высокоомный затампонированный участок выделяется не достаточно четко, но зато на полуразносе 5 м фиксируется низкоомная аномалия, что свидетельствует о просачивании воды из накопителя ниже устраненного дефекта в теле насыпи. Аномалия повышенных значений разности потенциалов на пикете 650, обнаруженная дифференциальным зондированием, на разрезе сопротивлений проявляется слабо, незначительным повышением ρ_k . Можно предположить, что здесь происходит разуплотнение насыпного материала.

На пикете 710 прослеживается вертикальная аномалия повышенных значений $\Delta U/I$. В этом месте рядом с точкой измерений находились три тампонажных скважины, по всей видимости, здесь также обнаружены пустоты, о чем нам не было известно. Поскольку повышенные значения разности потенциалов фиксируются в интервале полуразносов 2-15 м, можно предположить, что тампонаж проведен сквозь всю насыпь до основания плотины. На разрезе кажущихся сопротивлений в этом месте фиксируется проводящая зона, минимальные значения ρ_k которой находятся в интервале полуразносов 10-20 м, т.е. тампонажом устранены пустоты в насыпи, но не решена проблема фильтрации воды из накопителя.

Вторая вертикальная аномалия $\Delta U/I$ выявлена на пикетах 490-470. Максимальные значения измеряемой разности потенциалов находятся в интервале полуразносов 7-15 м, а минимальные значения ρ_k – 15-30 м. Геоэлектрическая морфология поля здесь схожа с ситуацией на пикете 710. На данном участке можно прогнозировать фильтрацию воды через среднюю и нижнюю часть насыпи с возможным размыванием грунта и образованием зоны разуплотнения в теле плотины.

Таким образом, по разрезу кажущихся сопротивлений определяются области повышенной проводимости в насыпи, которые уточняются и локализуются на разрезе разности потенциалов. В геологической среде по результатам дифференциальных зондирований отмечаются вертикальные аномалии, приуроченные к зонам нарушенности пород, образовавшимся в пределах развитой в этом районе надвиговой структуры.

Комплексная методика электрозондирований также была применена на геоэкологическом полигоне в районе естественного накопителя жидких высокоминерализованных отходов производства. По гидрогеологическим данным здесь из накопителя по водопроницаемым породам мигрируют токсичные высокоминерализованные воды. Опытные-методические работы провели на опорном профиле, проходящем вкостростираня ранее выявленной комплексными электрометрическими методами проводящей зоны. Точки наблюдений размещались через 40 м, максимальный полуразнос зондирований составил 100 м, бесконечность – 1000 м.

По результатам зондирований в верхней части разреза на пикетах 4-9 наблюдается зона низких значений сопротивлений (ρ_k около 10 Ом.м) (рис. 2 а). На разрезе дифференциальных зондирований в районе пикета 5 происходит смена знака разности потенциалов, нулевая изолиния протягивается от поверхности в глубь разреза, что указывает на протяженную проводящую вертикальную структуру (рис. 2 б). Границы проводящей зоны проходят в районе максимальных значений ΔU (пикеты 4 и 6). На пикетах 8, 9 выявлены локальные аномалии разности потенциалов, которые отмечают наличие в среде проводящих областей.

Загрязненные подземные воды, по всей видимости, распространяются в первом водопроницаемом горизонте грунтовых вод, его подошва находится на глубине менее 10 м. Неисключено, что они фильтруются и по второму водоносному горизонту, который на дифференциальном разрезе может быть приурочен к аномальным зонам на пикетах 6 и 8. На пикетах 5 - 6, по выявленной тектонической структуре токсичные воды по трещиноватым породам могут опускаться в нижние слои и распространяться на большие расстояния.

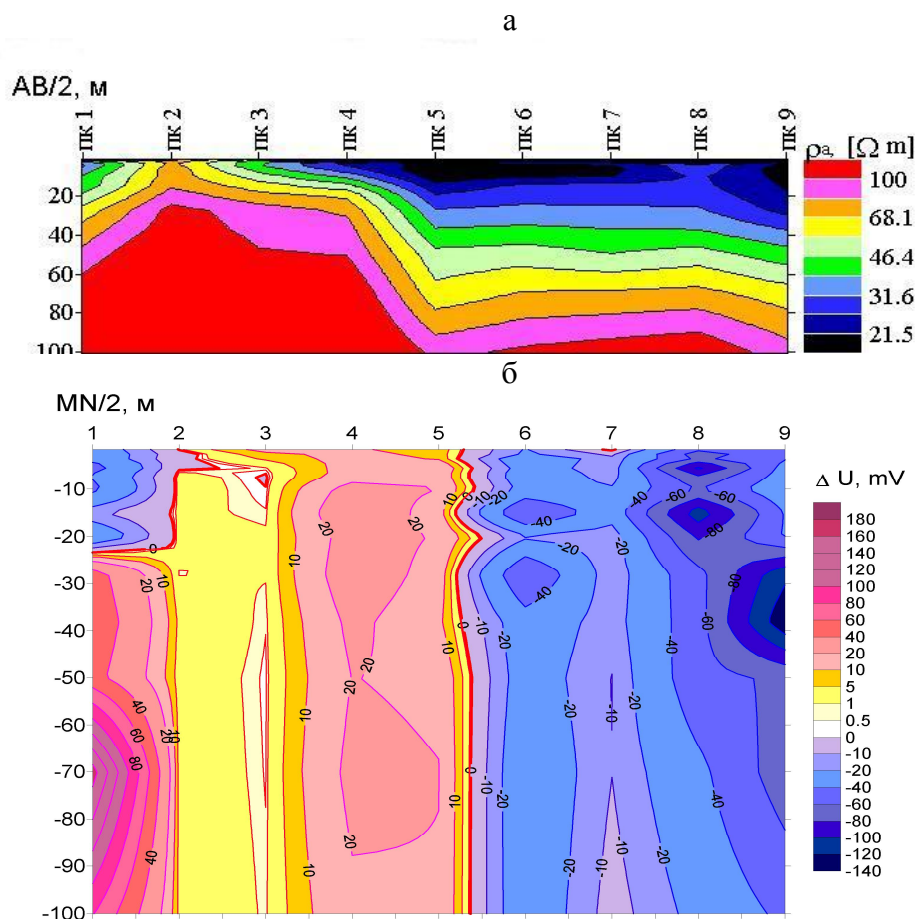


Рис. 2 Разрезы: кажущихся сопротивлений (а) и значений разности потенциалов (б).

Таким образом, первый опыт комплексирования вертикальных и дифференциальных электротондирований показал его перспективность при изучении верхней части геологического разреза и грунтовых инженерных объектов. Такая методика позволяет увереннее дифференцировать геосреду, выявлять и оконтуривать локальные неоднородности и, в конечном итоге, сужать рамки неоднозначности геолого-геофизической интерпретации.

Литература

1. Тархов А.Г. Об электроразведочных методах чистой аномалии // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1957. №8. С. 979–989.
2. Улитин Р.В., Федорова О.И. Кондуктивное дифференциальное профилирование при решении инженерных и геологических задач: Депонирована в ВИНТИ. №2474-В99. 15 с.
3. Улитин Р.В., Гаврилова И.Э., Петухова Ю.Б., Федорова О.И., Харус Р.Л. Геоэлектрика при решении геологических и инженерно-геологических задач // Теория и практика геоэлектрических исследований. Сб. науч. трудов. В. 2. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 84–98.
4. Улитин Р.В., Федорова О.И. Особенности распределения электрического поля при дифференциальном электротондировании над локальными неоднородностями // Уральский геофизический вестник. 2009. №1. С. 65–69.
5. Улитин Р.В., Федорова О.И. Способ геоэлектроразведки. Патент №2332690 №2006140014/28 от 13.11.2006, регистрация 27.08.2008 Бюл. №24

УДК 550.8.056

МАГНИТНАЯ СЪЕМКА АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА САРЫМ-САКЛЫ

Н.В. Федорова, В.В. Носкевич, В.С. Иванченко, А.С. Бебнев, А.В. Маликов

nataliavf50@mail.ru, ubistu@gmail.com, ivanchenko_05@mail.ru, bebnev-a@arudaemon.gsras.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики

им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Abstract. Detailed magnetic survey of the Bronze Age archaeological fortified settlements has been spent on South Urals. The magnetic maps Sarym-Sakly settlement have been received. On maps positions of the rests of external shaft, ditches, defensive walls are confidently defined. Results of magnetic survey were used for reconstruction of internal interiors of settlements. The data of magnetic survey was considerably noisy by anomalies from near-surface sources. For finding-out of details of a structure of ancient sites of ancient settlement various kinds of transformation of the magnetic data have been used. This data allows to restore an internal lay-out of sites of ancient settlement.

На Южном Урале в 2007–2012 гг. в рамках междисциплинарных проектов Президиума УрО РАН Институтом геофизики УрО РАН проведены геофизические исследования археологических памятников Страны городов (бронзовый век). Магнитные съемки проведены на трех поселениях — Ольгино (Каменный Амбар), Коноплянка и Сарым-Саклы. Полученные данные для поселений Ольгино и Коноплянка приведены в работах [1–3]. Раскопки, проведенные на этих городищах, подтвердили соответствие реконструированной по магнитным данным планировки поселений [4]. Построенные карты магнитных аномалий и схемы внутреннего строения городищ позволяют археологам более обоснованно намечать места будущих выборочных раскопов.

Городище Сарым-Саклы находится на надпойменной террасе реки Зингейка в Кизильском районе Челябинской области на расстоянии 70 км от поселения Коноплянка. Памятник открыт 1987 г. И.М. Батаниной по результатам дешифрирования аэрофотосъемки [5]. Общая площадь памятника около 13000 кв. м.

При анализе данных съемок на городищах Ольгино и Коноплянка были выявлены погрешности, возникающие из-за того, что съемка каждого поселения проводилась в течение нескольких полевых сезонов. В основном, погрешности были вызваны тем, что нарушались привязки для сети измерений и использовались разные приборы. Поэтому мы изменили некоторые методические приемы микромагнитной съемки, приведенные в работе [3], и на поселении Сарым-Саклы использовали следующую методику.

Съемка выполнялась в непрерывном режиме градиентометром SM-5 Navmag. Датчики градиентометра были расположены на высотах 0.25 и 2 м от поверхности, период измерения составлял 1 сек. Масштаб съемки 1:50. Территория памятника была разбита на квадратные участки размером 40×40 м, при этом одна из сторон квадрата была ориентирована по магнитному меридиану с помощью буссоли. На каждом квадрате было выполнено по 81 проходу с регистрацией модуля геомагнитного поля на указанных высотах. Все проходы выполнялись в одном направлении – на магнитный север. Для контроля и учета вариаций геомагнитного поля во время съемки на участке работ устанавливалась вариационная станция, в качестве которой использовался магнитометр POS-1 с периодом измерений 3 сек. Синхронизация времени измерений как градиентометра, так и вариационной станции осуществлялась с помощью GPS-приемников, которые входят в состав применявшейся аппаратуры. Регистрация координат пунктов измерений также проводилось по GPS.

Контрольные измерения были проведены на участке для квадрата 40×40 м в юго-восточной части территории памятника Сарым-Саклы. Интенсивность магнитного поля изменялась в пределах 20 нТл. Локальные аномалии для высоты измерений 0.25 м имели интенсивность не более 5 нТл, а на высоте 2 м их интенсивность не превышала 1 нТл. Данные, измеренные на высоте 2 м, были сглажены с использованием фильтра 3×3. Различия

между единичными измерениями и сглаженными, в основном, колебались в пределах ± 0.5 и редко превышали 1 нТл. Средняя величина отклонения составила 0.33 нТл.

Использование методики съемки в непрерывном режиме позволило сократить время, затраченное на картирование памятника. Съемка городища Сарым-Саклы, занимающего площадь более 24 тыс. кв. м (около 60000 точек измерений), была проведена за 10 дней. За весь период съемки вариации геомагнитного поля не превысили 60 нТл. В результате совершенствования методических приемов съемки качество построенных магнитных карт стало заметно лучше, значительно снизились погрешности, возникающие на краях планшетов.

По результатам измерений построена карта dT магнитных аномалий как разность измеренных значений геомагнитного поля на высотах 0.25 м и 2 м (рис.1а). К данным применялись различные способы фильтрации, что позволило уверенно выделить границы фортификационных сооружений и внутренние радиальные стены, примыкающие к оборонительной стене и разделяющие пространство на сектора.

Схема поселения, реконструированная по результатам геофизических исследований, показана на рис.1б. Фортификационные сооружения поселения Сарым-Саклы имели круглую форму и состояли из двух кольцевых стен и внешнего рва. Диаметр поселения около 120 м. Внутренние радиальные стены примыкали к оборонительной стене. Длина этих стен около 20 метров, и они разделяют территорию, примыкающую к оборонительной стене на 29 секторов. Внутренняя кольцевая стена, которая, возможно, разделяла второй ряд жилищ, в магнитном поле не проявилась.

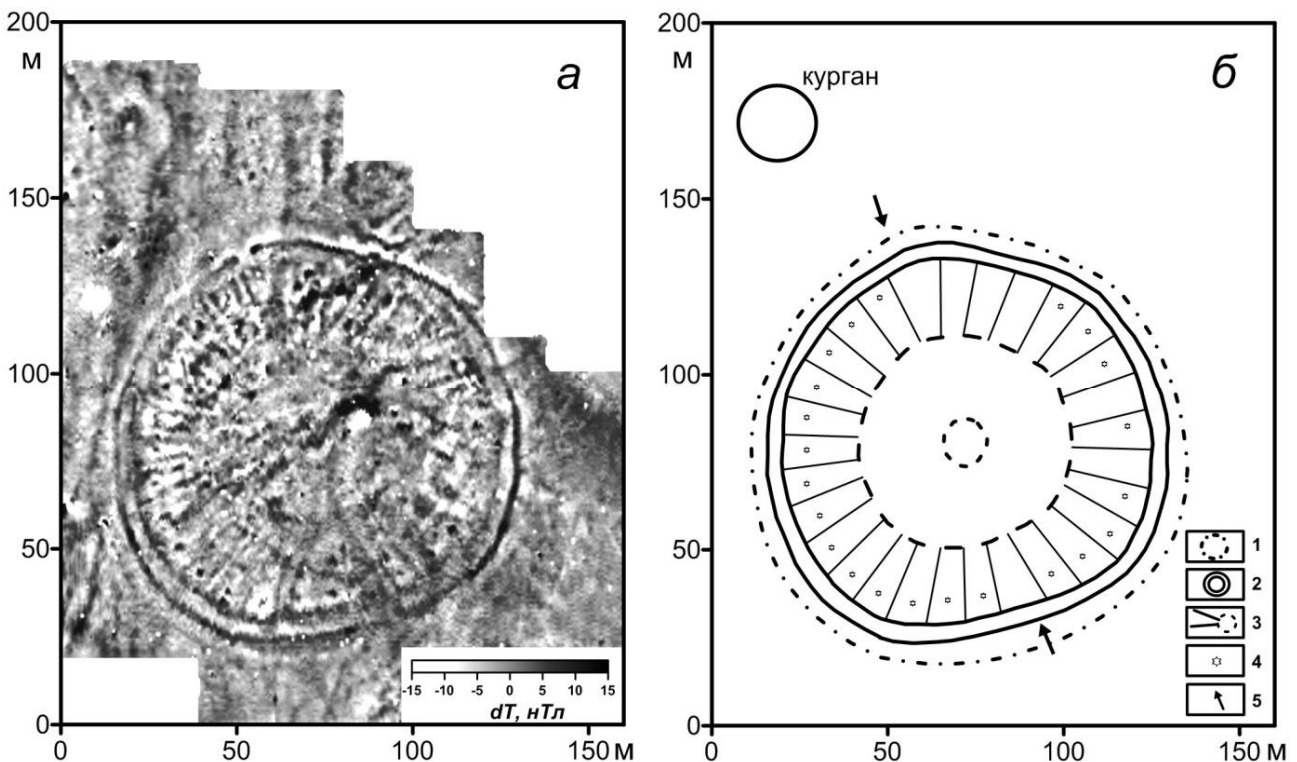


Рис.1. Карта аномалий магнитного поля над поселением Сарым-Саклы (а) и реконструированная схема поселения (б). Обозначения: 1- ров; 2 оборонительные стены; 3- границы жилищ; 4- колодцы; 5- вход в поселение

Средние размеры жилищных секторов примерно 20x10 метров. Внутри многих жилищ отчетливо выделяются локальные аномалии, по-видимому, созданные остатками колодцев. Эти аномалии расположены в правильном порядке в центре жилищ и примерно на одинаковом расстоянии от оборонительной стены. По наличию разрывов в линейных

магнитных аномалиях над фортификациями можно предположить, что поселение имело два входа - северный и южный.

В северо-восточной части магнитной карты уверенно выделяется аномалия от могильного кургана, диаметр которого составляет 20-22 м (рис.1а). Отметим, что при выполнении съемки мы не смогли обнаружить этот курган, так как он практически не выделяется в современном рельефе местности. В магнитном поле наиболее четко фиксируются северный и восточный края кургана (рис.1а). Над центральной частью кургана наблюдаются небольшие положительные магнитные аномалии.

Исследование выполнено при финансовой поддержке УрО РАН в рамках научного проекта № 12-М-456-2024 «Природа и общество Южного Зауралья в эпоху бронзы: междисциплинарный анализ археологических памятников».

Литература

1. *Носкевич В.В., Федорова Н.В., Муравьев Л.А.* Использование магнитометрии при изучении археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале // Геофизика, 2010. №4. С.69-75.
2. *Федорова Н.В., Носкевич В.В., Муравьев Л.А., Бебнев А.С.* Геофизическое обследование археологических памятников эпохи бронзы // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2010. С.368-372.
3. *Федорова Н.В., Носкевич В.В.* Реконструкция планировки укрепленных поселений эпохи бронзы на Южном Урале (Ольгино и Коноплянка по результатам детальной магнитной съемки) // Уральский геофизический вестник. 2012. №1. С.52-59.
4. *Носкевич В.В., Федорова Н.В., Корякова Л.Н., Шарпова С.В.* Геофизика и археология бассейна реки Карагайлы-Аят // Уральский исторический вестник. 2012. № 4. С.60-69.
5. *Зданович Г.Б., Батанина И.М.* Аркаим – «Страна городов» Пространство и образы. Челябинск: Крокус, 2007. 260 с.

УДК 550.831

МАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕВРОПЫ

Н.В. Федорова, А.Л. Рублев, В.В. Колмогорова, А.Г. Цидаев

nataliavf50@mail.ru, A.Roublev@list.ru, VVKolmogorova@mail.ru, atsidaev@gmail.com

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

This paper describes results of our North-East Europe Earth crust study. Magnetization distribution modeling has been made along DSS profiles. Structural features of upper lithosphere were detected. The conclusion is made that the longwave magnetic anomalies can be produced by bottom crust layer which average depth is 20 km. Longwave magnetic anomalies has been selected and 3D-model for bottom magnetized Earth crust layer has been constructed. In the area of Timan-Pechora regional negative magnetic anomaly the magnetized layer boundary in lower crust goes down till 25-30 km, and in the North-East region of East European Craton it goes up to 14 km. Maximum boundary rise of 12 km is located inside the Pychevsk anomaly of Urals foredeep.

В северо-восточной части Европы в магнитном поле заметно выделяется крупная отрицательная аномалия (рис.1а). Контуры этой аномалии более отчетливо видны на карте, построенной с помощью фильтрации коротковолновой части спектра. На рисунке 1б карта длинноволновых аномалий совмещена с тектонической схемой региона. Отрицательная магнитная аномалия наблюдается над Тиманским кряжем и Ижма-Печорской впадиной и ее западный фланг проходит вдоль границы Восточно-Европейской платформы. В данной работе приведены результаты исследования структуры магнитного поля Европы в пределах трапеции 48°-62° в.д. и 60°-68° с.ш. и построения модели источников длинноволновых магнитных аномалий.

В тектоническом отношении этот регион охватывает северо-восточную часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Тимано-Печорскую плиту (ТПП) и прилегающий с востока северный сегмент Уральской складчатой системы. В платформенной части Тимано-Печорской плиты выделяют: Ижма-Печорскую и Хорейверскую впадины, Печоро-Колвинский авлакоген и Варандей-Адзвинскую структурную зону; в области передовых прогибов — Верхнепечорскую, Большесынинскую, Косью-Роговскую, Коротаихинскую впадины, передовые складки западного склона Урала.

Проведено изучение структурных особенностей аномального магнитного поля, выделены аномалии от слоев земной коры и построены карты для территории северо-восточного сектора Европы (рис.1б, в, г). Для исследований использована цифровая модель аномального магнитного поля, созданная на базе картографических данных [1].

Построены модели распределения скорости продольных волн V_p и намагниченности для разрезов земной коры вдоль фрагментов геотраверсов и профилей ГСЗ: Агат-2, Кварц, Рубин-1, Красноленинский, Глобус [2, 3]. Модели для фрагмента геотраверса Кварц приведены на рис. 2. Сопоставление разрезов глубинного строения, полученных независимыми геофизическими методами по магнитным и сейсмическим полям, позволяет разделить консолидированную земную кору по магнитным свойствам на два слоя [4]. Верхний слой кристаллической земной коры не вносит заметного вклада в региональное магнитное поле. В пределах этого слоя выделены локальные источники. Нижний слой коры, средняя глубина до которого составляет 20 км, намагничен значительно сильнее. По результатам двумерного моделирования значение намагниченности этого слоя коры достигает 3 А/м.

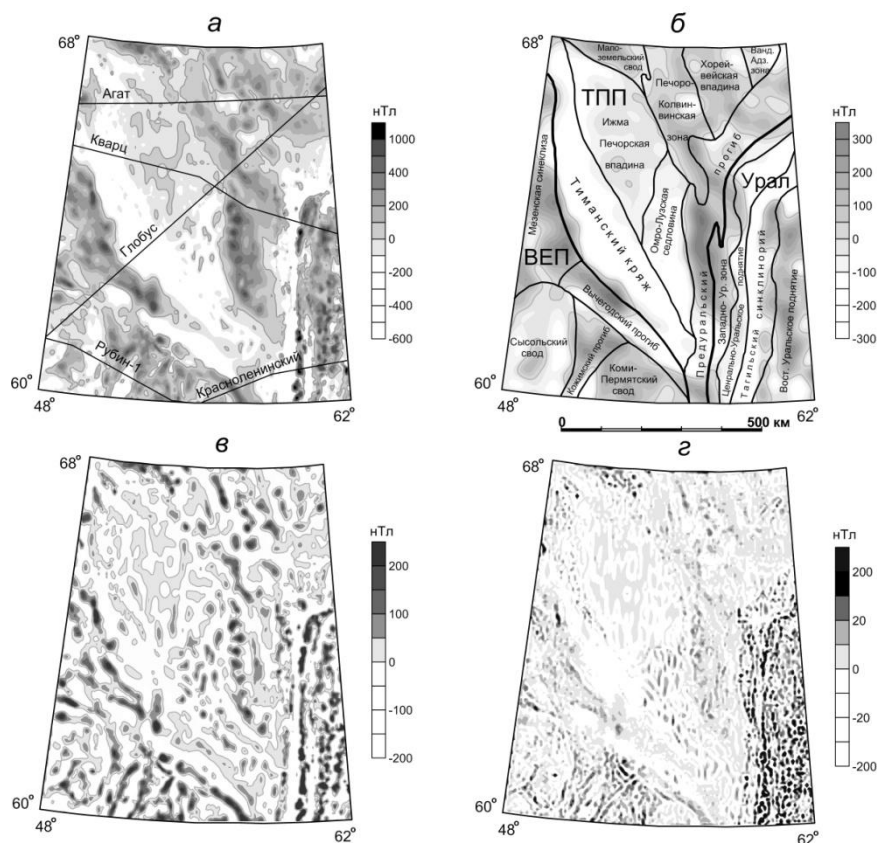


Рис.1. Карты магнитного поля северо-восточного сектора Европы: аномального (а), длинноволновой составляющей (б) и локальных аномалий, рассчитанные для $H=20$ км (в) и $H=5$ км (г). Линиями показаны положения профилей ГСЗ (а) и границы основных тектонических структур региона (б)

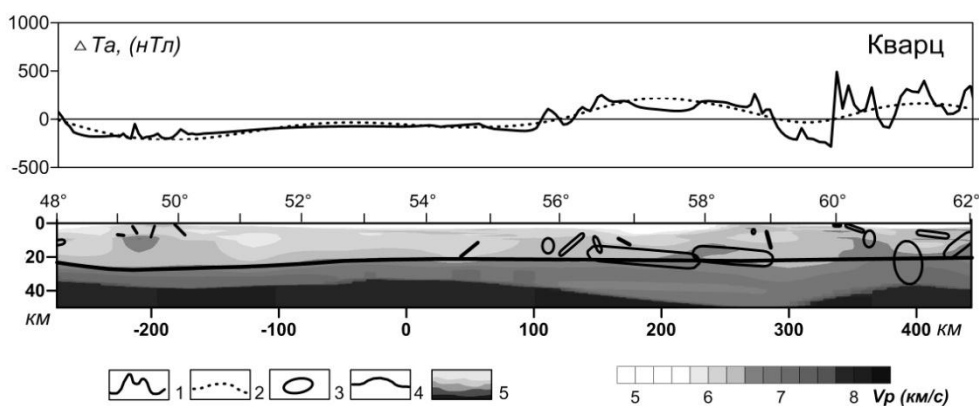


Рис. 2. Модели распределения намагнитченности и скорости продольных волн V_p в земной коре для фрагмента геотраверса Кварц. Обозначения: 1 - график аномального магнитного поля; 2 - график региональных аномалий 3 - контуры источников магнитной модели в верхнем слое земной коры; 4 - модельная граница для скачка намагнитченности 3 А/м; 5 - градиентная модель скорости V_p , шкала раскраски приведена справа

Полученные параметры использованы для трехмерной интерпретации регионального магнитного поля. Для решения обратной задачи магнитометрии применен модифицированный метод локальных поправок [5, 6]. В результате моделирования определен рельеф кровли нижнего намагнитченного слоя земной коры (рис. 3). В районе Тимано-Печорской региональной отрицательной магнитной аномалии граница кровли слоя погружается до 24-30 км, а на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы

поднимается до 15-16 км. Максимальный подъем границы до 12-14 км происходит в Предуральском прогибе в пределах Илычевской магнитной аномалии.

На сейсмических разрезах земной коры граница кровли намагниченного слоя достаточно хорошо совпадает с положениями скоростного уровня 6.5 км/с, поэтому можно предположить, что полученные результаты дают пространственное представление о рельефе границы нижнего высокоскоростного и более плотного слоя земной коры.

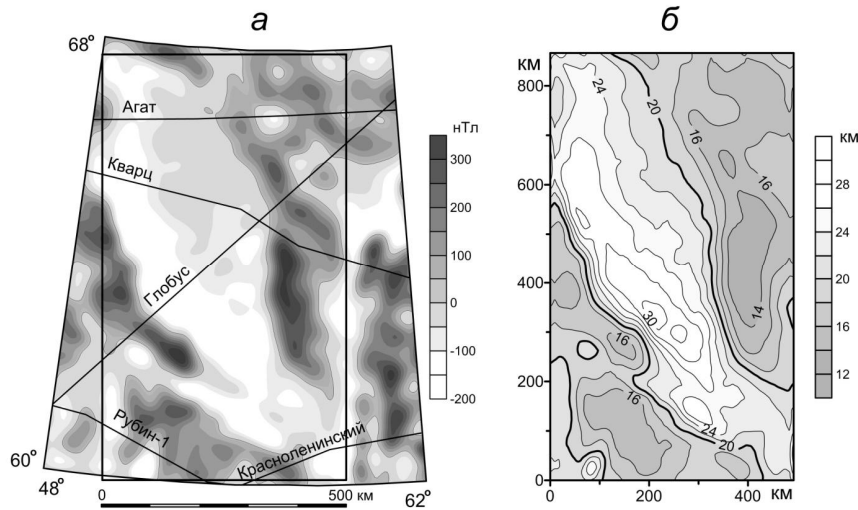


Рис.3. Карты региональных аномалий магнитного поля (а) и поверхности кровли нижнего слоя земной коры, построенной в результате интерпретации (б), изолинии проведены через 2 км. Границы территории, для которой проведено моделирование, отмечены прямоугольником, линиями показаны положения профилей ГСЗ

Исследования по изучению глубинного строения Тимано-Печорского региона выполнены в рамках проекта 12-И-5-2067 Уральского Отделения РАН. При построении моделей использованы компьютерные технологии, основанные на алгоритмах решения обратных задач магнитометрии, разработанные в Институте геофизики УрО РАН. Алгоритмы и комплекс программ для разделения и аналитического продолжения полей созданы при финансовой поддержке РФФИ, проект 12-05-00481-а.

Литература

1. Овчаренко Ф.И. Компьютерная база геополей Урала – информационная основа нового этапа исследований региона // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург: Наука, 1996. С.136–146.
2. Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Ладовский И.В. Геофизические модели строения земной коры по Красноленинскому профилю // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С.59–68.
3. Мартышко П.С., Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Фёдорова Н.В., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г. Методика и результаты создания объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы северного и среднего сегментов Уральского региона // Динамика физических полей Земли. М.: ИФЗ РАН, 2011. С.9–30.
4. Федорова Н.В., Колмогорова В.В. Модели распределения намагниченности и скорости продольных волн в земной коре Тимано-Печорского и Северо-Уральского регионов // Литосфера. 2013.
5. Пруткин И.Л. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С.67–77.
6. Мартышко П.С., Рублев А.Л., Пьянков В.А. Применение метода локальных поправок для структурных задач магнитометрии // Геофизика. 2010. № 4. С.3–8.

УДК 550.311

**МОНИТОРИНГ ТЕХНОГЕННОЙ И ЕСТЕСТВЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ НА
ЗАПИСЯХ ЗАПОЛЯРНОЙ СТАНЦИИ «АМДЕРМА»
В СОСТАВЕ АРХАНГЕЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ**

В.И. Французова^{1,2}, vifrancuzova@gmail.com

Е.В. Иванова^{1,2}, kredalamber@yandex.ru

Я.В. Конечная^{1,2}, yanakon@mail.ru

¹*Сектор сейсмического мониторинга севера Русской плиты Геофизической Службы
РАН, г. Архангельск, Россия*

²*Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, Россия*

The paper presents an analysis of man-made and natural seismicity on the records of polar station "Amderma"

В ноябре 2010 года в составе Архангельской сейсмической сети была запущена в эксплуатацию заполярная стационарная сейсмическая станция «Амдерма» (код в сети AMD, координаты $\varphi=69.76^\circ$ с.ш. и $\lambda=61.68^\circ$ в.д.) [1]. Первоначально она была оснащена комплектом широкополосных датчиков; позже, в 2012 году, аппаратура станции была заменена на короткопериодную (датчики CMG-40-T производства Guralp Systems Ltd, Англия и регистратор GSR-24 производства GeoSIG-LTD, Швейцария) по причине сложности эксплуатации датчика с высокой чувствительностью в труднодоступном населенном пункте и неблагоприятных условиях окружающей среды. Функционирование пункта сейсмических наблюдений в п. Амдерма позволяет решать ряд важных научных и практических задач.

За период конец 2012 - начало 2013 гг. была проведена оценка возможностей с/с AMD с короткопериодным комплектом датчиков по регистрации телесеизмических землетрясений. Было зарегистрировано около 350 землетрясений или 25% от общего числа событий из каталога Службы срочных донесений Геофизической Службы РАН. По этому показателю с/с AMD соответствует таким станциям Архангельской сети как «Тамица», «Соловки», «Пермилово», и он является средним. Максимально регистрируют около 50% землетрясений из каталога ССД ГС РАН широкополосные станции сети «Климовская» и «Лешуконское».

При регистрации региональных землетрясений на записях с/с AMD, в основном, выделяются землетрясения арктического региона. Так, за период с сентября 2012 г. по март 2013 г. на сейсмограммах было выявлено около 20 землетрясений из Арктики с магнитудами $M_L \geq 3.2$. Установка данной сейсмостанции позволила существенно улучшить локацию сейсмических событий Архангельской сетью как из западного сектора Арктики, так и непосредственно на территории области.

Записи AMD представляют большой интерес с точки зрения мониторинга естественных и техногенных событий, происходящих в прибрежной зоне Карского и Баренцева морей. Так, 24 декабря 2013 г. ($t_0=06:22:39.1$ GMT) произошло землетрясение на Полярном Урале, южнее г. Воркута с $m_b=4.0$. На сейсмической станции AMD – ближайшей к эпицентру землетрясения ($\Delta=3.3^\circ$) – получены записи хорошего качества, обработка которых проводилась без применения фильтрации.

Наличие в 250 км к юго-востоку от п. Амдерма Воркутинского горнопромышленного узла обусловило регистрацию сейсмической станцией AMD большого количества проявлений техногенной сейсмичности в виде промышленных взрывов с локальных расстояний (рис. 1). В среднем в месяц станция регистрирует несколько десятков таких взрывов с магнитудами от 1.0 до 2.2. Большая часть зарегистрированных взрывов, предположительно, производится в одном карьере, находящемся на эпицентральной расстоянии 2.4° . Для остальных взрывов значения эпицентральных расстояний составляют 2.6° и 2.7° .

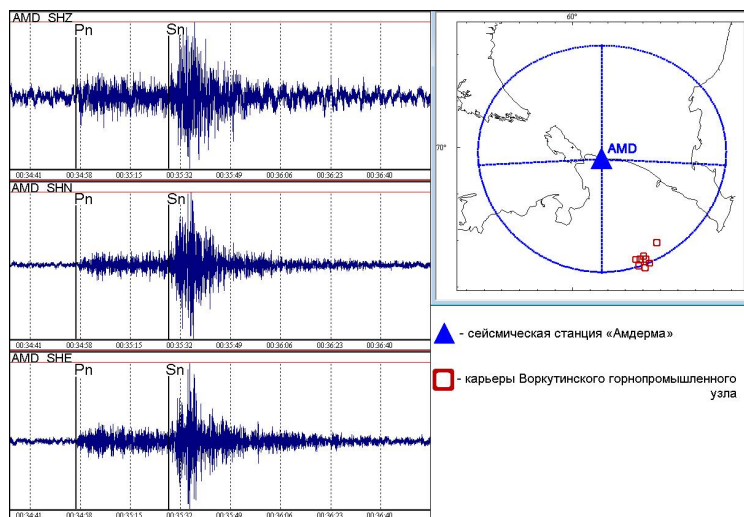


Рисунок 1 – Волновые формы и фрагмент обработки локального сейсмического события, зарегистрированного станцией «Амдерма» 30 декабря 2012 г. $t_0=00:34:03$

За период функционирования станции AMD зарегистрировано два слабых сейсмических события с магнитудой около 1,0, источники которых предположительно отнесены к функционирующему в 60 км от г. Воркута военному полигону под условным названием «Пембой», расположенного на территории бывшего поселка Хальмер-Ю. Из-за большой удаленности и малых значений магнитуд данные события, равно как и промышленные взрывы, не регистрируются другими станциями сети.

Для повышения качества распознавания проявлений техногенной сейсмичности на записях с/с AMD были проведены детальные исследования записей взрывов по частотному составу. На первом этапе, исходя из опыта разработанного нами ранее способа идентификации техногенных событий [2], было проведено исследование спектров сигналов путем разложения записей волн P и S в разных частотных окнах. Согласно разработанной нами методике [2], для определения типа сейсмического воздействия для взрывов из конкретного региона требуется определить частотный диапазон, в котором спектры на участке записи, содержащего максимальные фазы волн P, превышают спектры аналогичного участка волны S. Для сопоставления спектров в первом приближении они представлялись в виде диаграммы их разложения в разных частотных окнах (рисунок 2).

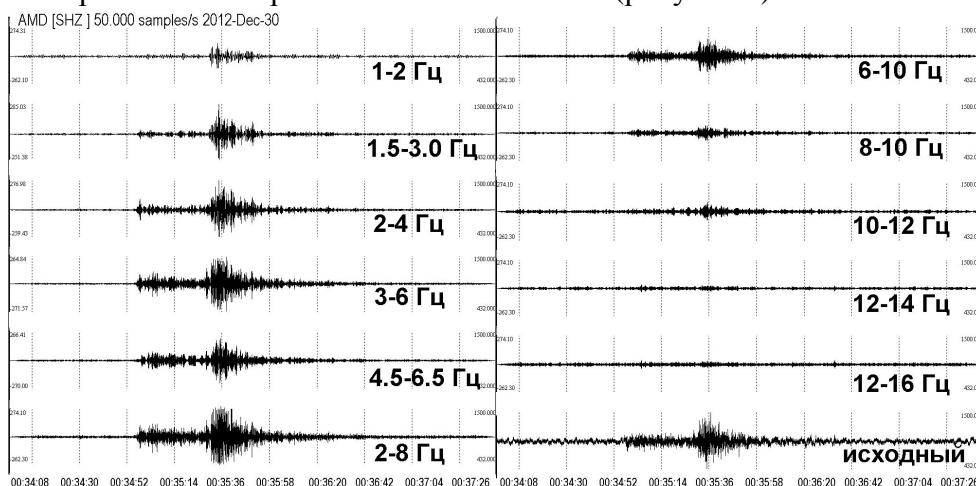


Рисунок 2 – Диаграмма разложения в частотных окнах записи локального сейсмического события, зарегистрированного станцией «Амдерма» 30 декабря 2012 г. $t_0=00:34:03$

Поиск позволил для взрывов из Воркутинского горнопромышленного узла выявить частотный диапазон, в котором обозначенные выше условия выполнялись, он составил 2-8 Гц. Однако, как показывает практика [2,3], разработанные идентификаторы не всегда работают эффективно, особенно для случаев записей, осложненных помехами. В этих ситуациях проводятся дополнительные исследования для повышения результативности

распознавания типа сейсмического воздействия [3], в частности, была проведена оценка частотных особенностей взрывов исходя из алгоритмов, разработанных в Кольском филиале ГС РАН и реализованных в специализированных программах *PSRatio* и *Spec* для опознания взрывов на записях их станций [4,5]. Методика КФ ГС РАН основана на анализе средних амплитуд волн P и S и на оценке средних корреляций спектров волн и рассчитанного по ним коэффициента линейной регрессии в формуле $A(t)=a+bt$. Исследование отношения средних амплитуд волн P и S для выборки 20 наиболее качественных записей промышленных взрывов из Воркутинского горнопромышленного узла позволило определить в первом приближении диапазон значений отношений P/S в пределах 0.3 – 1.8 (рис. 3а). Для этой же выборки диапазон значений параметра a составил 0.18 – 0.65 (рис. 3б).

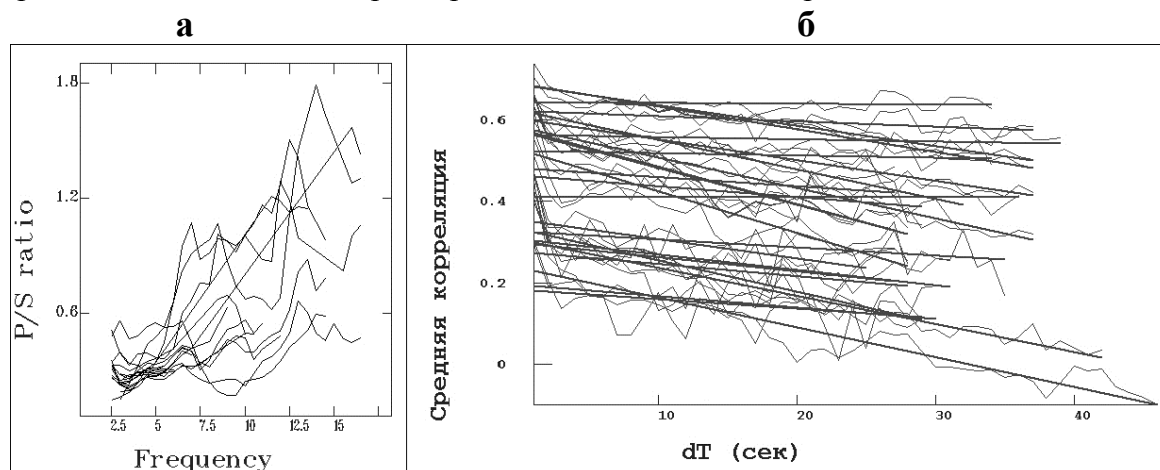


Рисунок 3 – Отношение средних амплитуд волн P и S (а) и характер изменения спектра во времени (б) для промышленных взрывов, зарегистрированных сейсмической станцией AMD

Помимо сейсмических событий, записи станции содержат группы микросейсмических колебаний, которые могут быть интерпретированы как проявление техногенных и антропогенных помех, инициируемых хозяйственной деятельностью вблизи сеймостанции.

Таким образом, анализ данных сеймостанции «Амдерма» показывает, что включение информации в систему обработки данных Архангельской сети повышает точность определения параметров эпицентров региональных землетрясений; предоставляет материал для изучения техногенной сейсмичности от множества карьеров и горных предприятий по добыче полезных ископаемых в пределах горнодобывающей части области и Урала; позволяет проанализировать микросейсмические шумы от различных источников.

Литература

1. Юдахин Ф.Н, Конечная Я.В. Первые результаты эксплуатации сейсмической станции «Амдерма» в составе Архангельской сети // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: материалы Шестой Междунар. сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 376-380.
2. Французова В.И., Николаев А.Н., Морозов А.Н. Идентификация промышленных взрывов по данным региональной сейсмометрии в Архангельской области // Геоэкология, 2010, №5. С. 433–445.
3. Николаев А.В., Французова В.И., Асминг В.Э., Морозов А.Н. О совместной идентификации карьерных взрывов на записях станций Архангельской сети // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения: Матер. двенадцатой межд. конф. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2006. Т.2, С.12-17.
4. Кольский филиал Геофизической службы РАН. Использование отношения P/S для отличия взрывов от землетрясений [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://krsc.ru/defds.htm>.
5. Asming V.E., Kremenetskaya E.O. Study of applicability of P/S ratio criterion for discrimination of regional earthquakes and explosions in North-Western area, Observed Characteristics of Regional Seismic Phases and Implications for P/S Discrimination in the European Arctic. Pure appl. geophys. 159 (2002)

УДК 550.34

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЗОН СЛИЯНИЯ РАЗЛОМОВ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Л.А. Хамидов, Б.З. Зиёмов, Ж.Ф. Фахриддинов

hamidov_l@mail.ru

Институт сейсмологии им.Г.А.Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан

In work the basic structural elements of localization of tangent tension are considered: zones of merge of breaks. It is shown that in them the centers of tectonic earthquakes most often meet. Similar zones in the southern and east parts of the western Tiyen-Shan are allocated.

Основным структурным элементом локализации касательных напряжений являются зоны слияния разломов. В них наиболее часто встречаются очаги тектонических землетрясений. Подобные зоны часто можно встретить в южных и восточных частях западного Тянь-Шаня.

Туркестано-Гиссаро-Алайский мегантиклинорий является сложно построенной новейшей тектонической структурой. Она ограничена на севере Ферганской, а на юге Афгано-Таджикской межгорными впадинами. Преобладающее значение в его тектоническом строении принадлежит палеозойским образованиям. Мезозой-кайнозойские отложения развиты только в крупных прогибах.

В палеоген-неоген-четвертичное время нисходящие движения привели к широкой трансгрессии моря, занимавшего большую часть Центральной Азии. Продолжалось дальнейшее формирование крупных структур [1,2]. В раннем эоцене трансгрессия моря расширилась. Область денудации охватывала и Гиссарский хребет. [2,3]. Первая фаза тектонических движений новейшего этапа проявилась в начале олигоцена. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта отсутствуют отложения олигоцена, что связано с интенсивным размывом. В позднем олигоцене в результате продолжавшегося поднятия земной поверхности море окончательно уходит. Зарафшанский и Гиссарский хребты стали устойчивыми поднятиями [2,3]. В миоцене произошло оживление тектонической активности земной коры. Море остается в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и Сурхандарьинской впадине [1]. Вспышка вертикальных движений земной коры на границе миоцена и плиоцена вылилась в новую фазу складчатости. В активные поднятия вовлекались юго-западные отроги Гиссарского хребта. В Южно-Таджикской депрессии сформировались поднятия Бабатаг, Вахшский хребет и др [2,3]. Предплиоценовое несогласие было региональным. Оно прослеживается в отрогах Зарафшанского и Гиссарского хребтов. После краткого этапа опускания земной поверхности вновь с большой скоростью начали подниматься горы [2]. Интенсивные тектонические подвижки блоков земной коры и опускания земной поверхности начались на границе среднего и позднего плиоцена. В орогенической области Тянь-Шаня и подножия высоких гор (Юго-Западный Гиссар) в краевых частях впадин (Сурхандарьинская) накапливались мощные толщи крупных галечников. В первой половине акчагыла Юго-Западный Гиссар воздымался, и происходило накопление в неглубоких синклинальных прогибах и межгорных впадинах (Бешкентский, Дехканабадский, Кызылчинский прогибы) озерных осадков [2,3]. Четвертичные отложения. Нижнечетвертичные отложения этого района представлены наиболее древними осадками кулябской свиты, развитой в Таджикской депрессии. Они часто дислоцированы [1]. Среднечетвертичные отложения представлены аллювиально-пролювиальными осадками ташкентской свиты, слагающими илякскую террасу и коррелятивную ей высокую предгорную покатую равнину, отложения залегают с размывом и несогласием на древнечетвертичных и более древних породах. Мощность в предгорьях 30-40 м, в депрессиях до 300 м и более [1]. Верхнечетвертичные отложения широко развиты в Южном Узбекистане и параллелизуются по аналогам со схемой Приташкентского района в голодностепскую свиту на основании геоморфологических данных [2,3]. Современные отложения – сырдарьинская свита (амударьинский комплекс) слагают первую надпойменную террасу.

Проллювиальные осадки свиты образуют молодые конусы выноса. Состав – супеси, суглинки, глины, как правило, загипсованы. Мощность не превышает 13 м. Наибольшей мощностью (более 110 м) отличаются аллювиальные осадки рек Амударьи, Сурхандарьи, Ширабаддарьи. Состав – пески с прослоями гравия и галечника [3].

В сложной новейшей структуре отражены особенности структурного плана, где наиболее активными являются складки и разрывы северо-восточного простирания, с которыми связаны максимальные амплитуды новейших деформаций. Например, юго-восточное крыло Лянгарского надвига поднято относительно северного почти на 4000 м. (долина Танхоздарьи). Амплитуда разрывов во внутри впадины также достигает 1000 м. и более. Еще одной особенностью является то, что наиболее приподнятыми в пределах района являются своды северо-восточных поднятий. Продольные зоны новейших асимметричных поднятий (горстантиклиналей) и смежных впадин (грабен-синклиналей) распадаются на четыре поперечные ступени. Первая ступень – 2000 м. - край впадины к югу от Аксуйского разлома; вторая – 2000 м, третья – 2600 м., четвертая – 3000 м. Подобные ступени наблюдаются по своду и переклинали Гиссаракского поднятия. Поперечные структуры проявляются не только в особенностях различия высот поднятий, с ними связаны также локальные изменения простирания зон, сочетающихся с проявлениями виргаций. Другими словами, поперечные структуры можно определить как зоны флексурно-разрывных нарушений.

На основании палеосейсмологических данных, такие узлы по всему ГНисаро Байсунской зоне рассматривается как участок повышенной сейсмической активности, связанной с этим же северо-западным поднятием (водораздел - Кашкадарьи и Шинга), приуроченной к пересечению ее с активным разрывом северо-восточного простирания. К нему тяготеют эпицентры многих землетрясений с $K=8-11$, в том числе одно с гипоцентром на глубине 30-35 км.

Район Приташкенткой флексурно-разрывной зоны (ФРЗ) Чаткало-Кураминских гор является сейсмически активной зоной потому, что он находится под влиянием группы северо-восточных активных разломов западного Тянь-Шаня [4]. Полученные результаты свидетельствуют, что преобладающая ориентация регионального напряжения, влияющего на район: север $15^{\circ}-20^{\circ}$, запад $60^{\circ}-70^{\circ}$ град. В различных местах района, в частности, в зоне разлома и вокруг нее, наблюдаются большие изменения ориентации главного напряжения.

Участки с большой средней величиной сдвигового напряжения в основном взаимно согласуются с сейсмически активными участками. Существование двух групп разломов в СВ и ВЗ направлении играли важную роль в формировании сейсмического пояса в Приташкентском ФРЗ. Полученные результаты также свидетельствуют, что за исключением известных в настоящее время сейсмически опасных мест, также следует обращать должное внимание на часть Угамского разлома, участков пересечения разлома с Приташкентской флексурно-разрывной зоной и юга-восточную часть Кумбельского разлома, как на потенциальные сейсмически опасные районы [5].

Для устранения косвенного влияния исследуемые участки и разломы по возможности выбирались в центральной части Приташкентской ФРЗ и разломы рассматривались в качестве границы, где действует трения покоя с соответствующим коэффициентом трения (она изменяется от 0,4 до 0,55). В каждом выбранном участке имеются три метаморфические зоны (пояса), которые одновременно являются зоной разломов; итого насчитывается 12 разрывов. Для удобства расчетов в отношении метаморфических зон и границы сбросов производилось выравнивание их контуров без нарушения их целостности. Ширина выравнивания со сбросов принималась 1 км. Аналогичным образом рассматривали и вещества в зоне сбросов, за исключением того, что принимали несколько заниженное относительное значение модуля упругости. Значение коэффициента Пуассона по опубликованным данным находится в пределах $0,23 \div 0,4$. Рассчитанные средние касательные напряжения и деформации для предгорий за четвертичную эпоху, что весьма сходна, к значениям, полученным измерениями в штольнях Коч-Булак, Чарвак, Сумсар.

Учитывая среднюю глубину очагов землетрясений в данном районе, отбирали один слой на глубине 20 км, для которой произвели обработку аналогично случаю плоской деформации. Статическое давление скальной породы (520 МПа) принималось в качестве среднего напряжения. Максимальное значение напряжения принимали 620 МПа; минимальное- 420 МПа [5].

В зоне сбросов наблюдаются большие изменения ориентации главного напряжения. В северо-западной зоне сбросов ориентация максимального главного напряжения- северо-восточная до север северо-восточной; в северо-восточной зоне сбросов - северо-западное направление; в почти восточно-западной зоне сбросов - почти юго-северное направление.

Это показывает, что сбросы вдоль северо-западного направления характеризуются перемещением с левым вращением, а сбросы вдоль северо-восточного направления - перемещением с правым вращением, что объясняет причину, почему сбросы в почти ВЗ направлении подвергались сжатию. Основной зоной крупного разрывообразования можно назвать зону максимальных касательных напряжений (в зоне Приташкентского ФРЗ она составляет около 15% всей исследуемой зоны разлома и изменяется в пределах от 80-170 МПа).

Полученные результаты показывают, что зоны разломов северо-западного простирания характеризуются перемещением с левым сдвигом, а зоны разломов северо-восточного простирания - перемещением с левым сдвиго-сбросом. Этим, видимо, объясняется, почему зоны разломов субширотного направления, как северо-восточный участок Чаткало-Курамынской горной зоны, поперечные разломы которых пересекают данную зону, подвергались сжатию и правостороннему сдвигу с возможным взбросом. Например, механизмы очагов Ташкентского-1966, Таваксайского-1977, Назарбекского-1980, Ташкентского-2008 и Туябугузского-2013 землетрясений, очаги которых расположены вблизи субширотно простирающейся флексуры, определены как взбросовые (близкие к правому сдвигу).

Литература:

1. Алимухамедов И.М. Морфоструктурное районирование Южного Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы.-Ташкент,2004.-№ 4.-С.39-43.
2. Денисов Р.И., Ярмухамедов А.Р., Саттаров А., Алимухамедов И.М. О новой неотектонической карте Узбекистана // Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений. – М.: 2003. – С 76-81.
3. Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.А., Ибрагимов О.Р. Сейсмоструктурный метод оценки сейсмической опасности и вопросы сейсмического районирования //Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане –Ташкент:Гидроингео, 2002. – С. 59-75.
4. Ходжаев А.К. Палеосейсмогеология Чаткало-Кураминского региона.- Ташкент, Фан.-1985.- 140с.
5. Хамидов Л.А. Напряжения вблизи активных разломов и о величинах палеоземлетрясений. // ДАН РУз.- Ташкент, 2005.- №5. С.41-45.

УДК 550.341: 382.3

**GPS ИЗМЕРЕНИЯ В ФЕРГАНСКОМ ПОЛИГОНЕ И СМЕЩЕНИЕ БЛОКОВ
ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Л.А. Хамидов, З.Ф. Шукуров

hamidov_1@mail.ru

Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан

In work preliminary interpretation of modern movements of Fergana observed on a surface and deformation processes corresponding to them is carried out. It is considered that registered kinetic indicators, also as well as structure of a field of shifts, can be observed at some distance from points of measurements.

Для правильной интерпретации наблюдаемых на поверхности современных движений и соответствующих им деформационных процессов необходимо иметь в виду, что регистрируемые кинетические показатели, также как и структура поля смещений, могут наблюдаться на некотором расстоянии от точек измерений [1]. Следовательно, чем крупнее блок, определяемый особенностью поля, тем глубже распространяется на глубину соответствующая ему особенность движений. В активных областях наряду с факторами глубокого, возможно верхнемантийного, заложения, имеют место воздействия процессов, определяемых приповерхностными условиями, а также толщей пород фундамента. К сожалению, накопленный в настоящее время материал не позволяет с абсолютной достоверностью проводить разделяя движения на отдельные составляющие по признакам их происхождения. Пока во многих случаях приходится руководствоваться грубым предположением о том, что чем масштабнее особенность движения, тем и более крупным во всех измерениях является блок [1,2]. В этом отношении очень полезными оказались подходы, основанные на расчетах и использовании данных о происходящих деформационных процессах.

В данной работе в качестве примера рассмотрено соотношение кинетического показателя для части Чаткальской горной зоны Западного Тянь-Шаня и форм изменений рельефа, возникших при Ташкентском (1966 и 2008гг), Назарбекском (1980г) и Туябугузского (2013г) землетрясениях [2]. Приведем краткие характеристики этих событий.

Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.: магнитуда по поверхностным волнам $M=5.3$; глубина первоначальная $H=8.3$ км; приурочено к Приташкентскому разлому, глубина до $h=6$ км; длина более $z=100$ км; деформация в очаге $\varepsilon_0=2.45 \times 10^{-4}$; радиус площади поднятия поверхности около $r_0=12$ км; радиус площади сильных поднятий $R=2.45$ км; максимальное перемещение поверхности $v_{max}=42$ мм; протяженность очага $a=5060$ м; на поверхности имеются трещины; сопровождалось большим количеством афтершоков.

Назарбекское землетрясение 11 декабря 1980г.: магнитуда $M=5.2$; глубина очага $H=20$ км; приурочено к Каржантауской флексурно-разрывной зоне Чаткальской горной области; деформация в очаге $\varepsilon_0=8.7 \times 10^{-4}$; максимальное перемещение поверхности $v_{max}=42$ мм; на поверхности Земли имеются трещины отрыва малых размеров; сопровождалось афтершоками.

Ташкентское землетрясение 26 августа 2008г.: магнитуда по поверхностным волнам $M=4.6$; глубина первоначальная $H=10$ км; приурочено к Приташкентскому разлому Чаткальской горной области, глубина до $h=5$ км; длина более $z=40$ км; деформация в очаге $\varepsilon_0=0.87 \times 10^{-4}$; радиус площади поднятия поверхности около $r_0=7$ км; радиус площади сильных поднятий $R=1.3$ км; максимальное перемещение поверхности $v_{max}=21$ мм; протяженность очага $a=3500$ м; на поверхности асфальтированных дорог и в бортах внутренних водоемов в центральной части города имеются трещины от 2 до 30 см; афтершоками не сопровождалось.

Туябугузское землетрясение 25 мая 2013г. магнитуда по поверхностным волнам $M=5.2$; глубина первоначальная $H=18$ км; приурочено к Приташкентскому разлому

Чаткальской горной области, глубина до $h=8$ км; длина более $z=15$ км; деформация в очаге $\varepsilon_0=0.65 \times 10^{-4}$; радиус площади поднятия поверхности около $r_0=15$ км; радиус площади сильных поднятий $R=1.7$ км; максимальное перемещение поверхности $v_{max}=25$ мм; на поверхности грунтовых дорог и в бортах внутренних водоемов в центральной части плейстоценовой зоны имеются трещины от 2 до 3 см; сопровождалось многими афтершоками.

Эмпирические формулами определены смещений при землетрясениях, по которым определены модули полного вектора смещений согласно данным разных авторов.

Сравнительные данные по полигонам Узбекистана свидетельствуют о различном характере проявления морфокинетических показателей и активности земной коры в этих районах. На Ферганском полигоне скорость на равнине составляет 10–15 мм/год, во впадинах в пределах –10 мм/год, предгорьях – до 20–24 мм/год, зонах разломов – до 30–40 мм/год. Результаты сравнения, показывают, что перемещения, или формы движений хорошо согласуются с данными инструментальных наблюдений [2,8]. В первом приближении, эти оценки приняты достаточными для характеристики форм смещений поверхности Земли.

В Ферганском геодинамическом полигоне установлено стационарный Leica 1200 GPS прибор (погрешность прибора только лишь 2мм по горизонтальным перемещениям и 5мм по вертикальным). Измерения проведены режимное и непрерывное с 30 секундным интервалом с 2011 года. Дополнительный стационарный GPS приемник установлен Янгибазарском обсерватории, оно тоже работает на указанном режиме. В субциротной станции Китаб Кашкадринской области работает опорный GPS приемник. Все наши измерения уравниваются с этим опорным приемником. Выше указанные приборы работают при одинаковых интервалах времени и параметрах.

Все это опорные и стационарные станции работая в непрерывном режиме передают информацию в автоматическом режиме в центр обработки через Интернет. На следующем этапе такие стационарные GPS приемники будут установлены около плотин водохранилищ, например Чарвак, Гисарак и т.д.

Это дает возможность определения пространственно-временных тенденций связи современных движений с сейсмичностью. Возможность проявления сейсмичности определялось при смене знака и увеличенные скорости современных вертикальных движений. По горизонтальным движениям процесс подготовки и проявления сейсмичности имеет тенденцию «растяжение-сжатие-землетрясение». Далее проведен анализ материалов вне GPS прибора. Деформации изучены чисто по смещениям для участков сжатия и растяжения, совмещая тектонические и техногенные воздействия в горные породы, увеличивая нагрузку (температура, давления). Это нагрузка приводит к дополнительному деформированию горных пород. Кроме того, в пределах периферийных границ тектонических блоков Центральной части Ферганской долины могут проявиться сильные землетрясения и другие разрушительные геодинамические явления и процессы. В пределах тектонических блоков и вблизи плотин водохранилищ GPS наблюдения могут быть высоко эффективными, если определить смещение от дополнительных нагрузок в указанных выше пределах. Тогда можно проследить и ходом сейсмичности.

Оценку сброшенных напряжений вблизи активных разломов можно провести, используя эмпирические зависимости. Каждый сейсмический процесс соответствующим образом изменяет силовое поле вблизи зон их образования, и поэтому, подготовка разрывообразования при этом изменяет уровень равновесия напряженного состояния активного разлома, в котором он готовится. Вследствие этого, разгрузка усилий в одной части того или иного активного разлома, как правило, в силу консервативности формы его изменения, приводит к нагрузке другой его части, где очевидно появляется сопротивление к движению. Основным из характерных величин этих изменений силового поля активного разлома является падение напряжений или сброс напряжений в очаге землетрясения, т.е. в зоне разгрузки она является статически избытком напряжений, а в зоне нагрузки стоком дополнительных внутренних усилий [2]. Падение напряжений в зависимости от разных

величин разрывной зоны вычислены для отдельных частей крупных разломов. Показаны значения $\Delta\sigma_i$ при трех предельных и средних значениях магнитуды, при этом $\Delta\sigma_i$ имеет размерность $кг/см^2$ (по формуле из [2,8]). Видно, что значения падающих напряжений при соответствующем значении магнитуды по порядку не имеет серьезного расхождения. Необходимо оценить физическую реальность высоких напряжений при $M=8$. Как указано в работе [3] приращение напряжений в среде при подготовке разрушения составляет единицы процентов от фоновых напряжений. Согласно [4] в пределах $3 \leq M \leq 6$ оценка падения напряжений по сейсмологическим данным варьируется в пределах $0,1 \div 110 кг/см^2$. Согласно [5] дается оценка максимальных касательных напряжений на глубинах 15-30 км. в пределах $828 \div 1320 кг/см^2$, это совпадает с данными [6] и [7], в которых оно составляет вариации $1100 \div 2200 кг/см^2$. Если учесть, что напряжения на подошве земной коры оцениваются величинами $2200 \div 4400 кг/см^2$ [2,3,8], то предельные значения избыточных напряжений приблизительно составляют $8 \div 11\%$ от действующих. Поэтому высокие оценки падающих напряжений при землетрясении, когда $M=8$ физически объяснимы, если учесть, что расход накопленной упругой потенциальной энергии отражает суммарное значение всех снимаемых напряжений. Построенные поля дополнительных касательных напряжений для конкретного участка разлома показали, что 17% исследуемого участка имеют избыточную нагрузку более 0,5 МПа, а 20% участка имеют разгрузку более -0,5 МПа (близко к [8]). Распространенность участков с максимально отрицательными касательными напряжениями указывает на расширенность области концентрации упругих сил вблизи исследуемых районов.

Литература:

1. Миди Б. Дж., Хагер Б.Х. Современное распределение деформаций в Западном Тянь-Шане по блоковым моделям, основанным на геодезических данных // Геология и геофизика.- Москва.-2001.-т.42.-№10.-С.1622–1633.
2. Хамидов Л.А. Изучение распределения напряжений в Чаткало-Кураминской горной зоне // Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений.-Ташкент.-2004.-С.191–197.
3. Добровольский И.П. О модели подготовки землетрясения // Изв. АН СССР. Физика Земли.-Москва.-1992.-№6.-С.31–47.
4. Ризниченко Ю.В. Избранные труды «Проблемы сейсмологии».- М.:Наука.-1985.-408с.
5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики.- М.: Наука.-1975.-536с.
6. Артюшков Е.Г. Геодинамика .- М.:Наука.-1979.-327с.
7. Кучай В.К. Трансформация тектонических движений.// Геотектоника.-Москва.-1993.-№3.-С.3-14.
8. Хамидов Х.Л. Выявление морфокинетических показателей современной геодинамики Западного Тянь-Шаня. // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 23–29 сентября 2012 г.).– В 2-х т. – Иркутск: ИЗК СО РАН.-2012.-т.2.-С.88-91.

УДК 550.34

ХРУПКОЕ РАЗРУШЕНИЕ ОТДЕЛОЧНЫХ ПОКРЫТИЙ ЗДАНИЙ В ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЕ МАРЖАНБУЛАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

(26 мая 2013 года, $M=6,2$).

Л.А. Хамидов, З.Ф. Шукуров, Б.З. Зиёмов, Х.Л. Хамидов, Э.М. Ядигаров
hamidov_l@mail.ru

Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан

In work results of macroseismic's inspection of epicenter and levels of fragile destruction of finishing coverings of buildings in this zone of the Marzhanbulak's earthquake (on May 26, 2013, $M=6,2$) are presented.

Актуальность проблемы перспективного развития защитных покрытий потребовала обосновать ряд научных положений по выдвиганию устойчивости сейсмическим колебаниям как целевой установки. Создание и применение новых видов сейсмоустойчивых материалов, совершенствование прочности ограждающих конструкций неизбежно приводят к сокращению расхода на ремонтно-восстановительные работы зданий и повышению комфорта в помещениях. Применение эффективных акустических материалов, близких по своей структуре и методам получения к сейсмоустойчивым материалам, повышает культуру строительства, комфортность жизненных условий. В Узбекистане и за рубежом проведены натурные исследования колебаний зданий, показывающие, что деформации элементов по длине здания неодинаковы. В ряде случаев существенными являются деформации в своей плоскости не только сборных, но и монолитных перекрытий.

Рассмотрим Маржанбулакское землетрясение 26 мая 2013 года эпицентр которого находился в горной зоне Губдунтау под городом. Предварительное обследование зданий в возможной плейстосейстовой зоне сразу после землетрясения проведена авторами данной работы через 2 часа после основного толчка.

По данным сейсмической станции «Ташкент» в 26 мая 2013г в 11ч 16 мин. по Ташкентскому времени произошло сильное землетрясение с магнитудой $M=6,2$, $J=6-7$ баллов с эпицентром в районе п. Маржанбулак Галяаральского района Джиззакского вилоята Узбекистана. Геофизический отряд в составе авторов в этот момент работала в районе профиля Китаб-Яккабаг-Шурчи, проведя профильные GPS, радиометрические и геомагнитные съемки.

Макросейсмический отряд прибыл в пос. Джанбай и Булунгур в полдень 26 мая 2013 года. В п. Джанбай в момент землетрясения в зданиях магазинов и автосервиса, а так же в ряде частных домов были замечены трещины в потолочных зонах и проемах окон размерами около 30-50 см, плотность распределения трещин (среднее количество трещин Tr_i на квадратный метр площади стены S_i разделенная на среднюю толщину стен Δh_i и $\rho_{mp} = Tr_i / S_i \Delta h_i$) в строительных растворах отделочного покрытия зданий $\rho_{mp} = 0,3$. В д. Навруз наблюдалось мелкие разрушение потолков. По данным с/с Ташкент предварительные координаты были $40^{\circ}02'$ и $67^{\circ}00'$. GPS было определено направление эпицентра северо-запад под углом 30° , определяя азимут было оценено, что инструментального эпицентра около 37 км. Обследования зданий решено было начать с СЗ в направлении пос.Челек. По дороге пос.Дахбед было отмечено дома и школы в которых наблюдались не большие трещины в угловых зонах несущих и промежутках окон до 40-70 см, плотность распределения трещин в стенах по направлению к эпицентру составляло $\rho_{mp} = 0,5$. Все здания частные глинобитные и частично кирпичные. Редко попадаются здания (школа, колледж и др. административные) из сжиженного кирпича. Строительные растворы отделочного покрытия зданий в основном глинобитные с добавлением самана, глина с песком и алебастровое покрытие с песком 50 на 50%. В районе местного водохранилища по берегам наблюдались разжижения грунта и трещины в асфальтах шириной до 3-5см. (ближе к п. Кутал и Уснат).

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

В двух кирпичных зданиях д. Дехбед (в т.ч. школа) сильных повреждений не замечено (плотность трещин ниже $\rho_{mp}=0,3$. Макросейсмическая оценка сила около $J=5$ баллов. Следующая было две деревни в которых наблюдалось аналогичное состояние. Исследуя д. Ил-назар было замечено ряд зданий, в которых на стыке потолков трещины в направлении эпицентра ($\rho_{mp}=0,5$). В колледже д. Иль-назар имеются трещины более длинные (70-80 см), тоже указывающие направление эпицентра немножко ниже к востоку. В районе д. Аккурган до д. Чандыр такая же картина ($J=5-6$ баллов). В Районе п. Янгирават количество трещин в зданиях начали расти ($\rho_{mp}=0,6$; $J=5-6$ баллов). В п. Челек такое же положение дел 5-6 баллов. Дале в сторону д. Каракиссарак (12км до предварительного инструментального эпицентра) есть изломы и падавшие строительных растворов отделочного покрытия зданий, штукатурки как со стен так и из потолков ($\rho_{mp}=0,8$; $J=6$ баллов). Все здания частных домов д. Чалмуин и д. Каракиссарак глинобитные, низкие потолки, жилья чабанов и др. постройки низкого качества и устойчивости. Имеются сквозные трещины указывающие направление эпицентра (восток). 5-6 баллов. Далее обследование продолжалось в сторону п. Джума ближняя зона к д. «Балик хужалик» и инструментальному эпицентру (около 8 км.). В п. Джуме серьезных повреждений видимых снаружи практически нет. Внутри колледжа имеются крестообразные трещины в направлении восток (5-6 баллов).

В табл.1 мы показали предварительные наши определения плотности распределения трещин от длительности колебания в постройках Галларалском районе Джизакского вилоята, в которых визуальнo аналитически съемки нами сделано 26-27 мая 2013 года.

Таблица 1.

№	Вид конструктивного элемента.	Количество трещин на м ² при сейсмических нагрузках в $J=7$ и 6 балльных зонах при Маржанбулакском землетрясении 26 мая 2013 года ($M=6,2$).					
		Челек 22 км.	Джума 17км	Акташ 12 км.	Ханака 8 км	МБ 5 км.	Гобдун 2 км.
1	Штукатурка	1,2	2,5	1,5	0,8	1,7	2,0
2	Алебастровое покрытие с песком 50 на 50%	0,5	0,2	0,03	0,01	0,05	0,05
3	Цементно-алебастровое покрытие 50 на 50%	0,6	0,06	0,03	0,02	0,04	0,04
4	Глинобитный покров с резанной соломой 50 на	1,3	6	3,2	1,5	4,5	5,0
5	Плитки композит	0,02	0,05	0,02	0,01	0,04	0,04

*МБ-Маржанбулак.

Далее в д. «Балик хужалик» и д.«Балик хожалик» был слышен сильный гул перед трясением земли и люди, работавшие на поляне (строили основание одного дома 5-6 человек) видели, как шла волна с северо-восточной стороны. Там на более чем 50 гектарах посеян ячмень и на ровном подъеме (уклон около 6 градусов) ярко видно зеленое поле. Кроме того, удар был в основном снизу, и колебалось около 10 сек. В пяти зданиях поселения замечены сквозные трещины, смещения в угловых стыках. В зданиях из сжиженного кирпича имеются трещины в проемах как дверных так и оконных ($\rho_{mp}=0,8$; $J=6$ баллов). Также имеются падения штукатурных материалов разного вида (глинистые, цементные и др). Обследование в дальнейшем проводили вверх на север по адырной зоне около 17 км. В поселениях чабанов (Караташ, Бешкаль, Осарчорша и др.) на верху адыров как таковых сильных повреждений не замечено. Спустились с адыров в районе п.Аной (ближе к п.Акташ). Там такое же положение дел (5 баллов). Далее поехали в юго-восточном направлении в сторону п. Маржанбулак. По мере сближения в п. Маржанбулак с п. Анной замечено нарастание трещиноватости в зданиях (п. Камар, Акташ и др. ($\rho_{mp}=1,2$; $J=6$

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

баллов). В зоне п. Маржанбулак в административных зданиях определены падения кирпичных кладок в складском помещении (высота над уровнем моря 874м). По разрешению администрации здания обследован 3х этажный корпус, отдельные здания столовой и вспомогательные. Везде одинаковая картина сплошные падения штукатурок со всех стен, разрушение проемов окон, сквозные трещины крестообразные азимутальною указывающие на эпицентр ($\rho_{mp}=2,5$; $J=6-7$ баллов). В столовой 50% штукатурок упали. Имеется частичное разрушение стыков несущих стен. В главном цехе осколки стекла со всех окон, на гребневой части здания есть отход плиты на 8-10см. Во внутри сплошные падения штукатурок. Конкретного разрушения зданий или стен не замечено.

Далее в северо-запад от комбината обследовали в несколько поселках п. Гобдун здание школы двух этажное, кирпичное, упали практически 60% штукатурки как цементных растворов, так и алебастровые. Имеются сквозные крестообразные трещины ($\rho_{mp}=2,8$; $J=7$ баллов).

Они показали, что большому количеству плотности трещин подвергаются в основном частные строительства. В них не полностью учтены Строительные Нормы для сейсмически активных зон Узбекистана. В будущем предстоит определение зон подобных типов хрупкого разрушения при высоко частотных колебаниях от местных сильных землетрясений и низкочастотных транзитных землетрясений.

УДК 550.838.22

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ПРИ ПОИСКАХ РОССЫПНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА РЕКИ ДЕБИН**

И.М. Хасанов¹, Л.А. Муравьев²

hasanov@neisri.ru, mlev@mail.ru

¹*Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан, Россия*

²*Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия*

Cost-effectiveness requirements of placer gold exploration is growing now and geophysical industry become a cheaper alternative of test drilling. Application of geophysical methods in prospecting of alluvial gold deposits is described. Complex including georadiolocation, electrical tomography, electrical profiling and magnetic gradientometry was used. Development work carried out on placer of the river Debin and allowed to estimate thickness and morphology of deposit, mapping of frozen zones, location of placer.

В настоящее время возрастают требования к экономической эффективности поисково-разведочных работ при поисках россыпных месторождений золота. Геофизические методы являются дешевой альтернативой разведочному бурению и применяются в двух основных направлениях: при изучении особенностей геологического строения золотоносных площадей, покрытых чехлом рыхлых отложений и при изучении рыхлых отложений и форм погребенного рельефа коренных пород. Основными задачами второго направления являются:

- оценка мощности рыхлых отложений, расчленение разреза рыхлых отложений на отдельные горизонты, которые характеризуются различным литологическим и гранулометрическим составом;
- определение морфологии рельефа и зон дробления жесткого основания, выделение погребенных ложков и палеорусел;
- картирование многолетнемерзлых горных пород, выделение надмерзлотных, межмерзлотных, подмерзлотных и сквозных таликовых зон среди сплошной мерзлоты;
- определение планового положения россыпной залежи, которое возможно благодаря повышенным концентрациям в россыпи ферромагнитных и парамагнитных минералов спутников золота.

Опытные работы проводились на одном из полигонов дражной отработки в русле р.Дебин, Магаданская область. Для решения первых двух задач нами применялась электроразведка методом георадарного зондирования. Третья задача решалась с помощью электропрофилирования в сочетании с электротомографией. Четвертая задача решалась высокоточной магниторазведкой.

Принцип действия *георадиолокационного зондирования* основан на излучении сверхширокополосных импульсов метрового и дециметрового диапазона электромагнитных волн и приеме сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды, которая имеет различные электрофизические свойства. Георадиолокация основана на том, что различные геологические породы отличаются по диэлектрической проницаемости и проводимости. Изменения этих свойств приводят к частичному отражению зондирующего сигнала. На поверхности с помощью передатчика и антенны генерируется электромагнитный импульс, и там же отдельной приемной антенной фиксируется отклик среды - совокупность волн, отличающихся друг от друга временами пробега, интенсивностью и формой. Профилирование выполняется отдельными профилями по всей исследуемой территории. Георадар «ЛЮЗА-Н1» с приемно-передающими антеннами перемещается вдоль профиля. Оптимальными размерами антенны при изучении разреза в имеющихся условиях, являются 3 метра. Пространственный шаг измерений по профилю составил 50 см. Георадарные данные, полученные при прохождении профиля, представляют собой временной разрез структуры грунта. Обработка выполняется в программном обеспечении Krot_1304. Выделение границ

геологических горизонтов осуществляется с помощью процедуры обнаружения минимумов и максимумов сигнала. Абсолютные максимумы или минимумы амплитуды сигнала принимаются за основные отражающие границы. В результате работ на разрезах уверенно выделяется граница рыхлых четвертичных и коренных пород, производится расчленение толщи рыхлых отложений, выделяются зоны дробления и обводненности коренных пород, выделяются области многолетнемерзлых пород.

Работы методом *электротомографии* проводились по схеме многоразносного профилирования трехэлектродной установкой, с шагом 5 м и максимальным отходом АО = 60 метров, что обеспечивает глубинность исследований до 20 метров. Основной особенностью примененной методики является достаточно частый шаг наблюдений по профилю, арифметический шаг увеличения разносов, равный или кратный расстоянию между точками измерения на профиле, соответствие точек наблюдения точкам расположения питающих электродов. Подобная технология, получившая за рубежом название Electrical Tomography (Электрическая Томография), у нас в стране известна как Сплошные Электрические Зондирования (СЭЗ). Для интерпретации использовалась программное обеспечение быстрой 2-D инверсии данных метода сопротивлений «RES2DINV» компании «Geotomo Software». Программа с использованием метода наименьших квадратов автоматически находит двумерную модель среды для данных, полученных с помощью томографических методик. Используется двумерная модель, делящая полупространство среды на прямоугольные блоки. В результате обработки получены геоэлектрические разрезы до глубин 20 метров, на которых аномалиями пониженного сопротивления (менее 500 Ом), отчетливо выделяются сквозные и надмерзлотные таликовые зоны.

Электропрофилирование проводилось симметричной гальванической установкой с размерами А20М5N20В, глубинность исследований составляла 5-10 метров. Измерение параметра сопротивления производилось аппаратным комплексом МЭРИ-АСТРА на частоте 2,88 Гц. Ток в питающей линии изменялся от 1 до 5 мА, величина регистрируемого сигнала в приемной линии колебалась в диапазоне от 0,5 до 100 мВ. Профиля рядовой съемки располагались через 25-30 метров, измерения проводились с шагом по профилю 5 метров. Данный метод позволил решить задачи связанные с картированием многолетнемерзлых горных пород и таликовых зон в плане.

Высокоточная магниторазведка производилась с помощью магнитометров-градиентометров ММПОС-2. Съемка проводилась по сети 2×20 м, датчики магнитометра устанавливались на высоте 2 и 3 м над поверхностью земли. Вариации геомагнитного поля регистрировались аналогичным магнитометром и учитывались с помощью программного обеспечения SURV. Составлены карты аномального магнитного поля, его вертикального градиента а также по исходному магнитному полю выделены локальные аномалии. Сопоставление, проведенное по буровым профилям позволило установить, что золотоносные россыпные залежи, имеющие в своем составе парамагнитные минералы гематит, ильменит и в очень небольших количествах ферромагнитный магнетит отмечаются локальными положительными аномалиями от 5 до 25 нТл и повышенными до 5 нТл/м вертикальными градиентами магнитного поля. По этим признакам стало возможным установление планового положения золотоносной россыпной залежи.

Данные исследования выполнены в рамках интеграционного проекта № 12-П-СО-08-025.

УДК 550.838.22

**ЗОНАЛЬНОСТЬ КОНТАКТОВО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ
МАГНИТОРАЗВЕДКИ**

И.М. Хасанов¹, Л.А. Муравьев²

hasanov@neisri.ru, mlev@mail.ru

¹*Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан, Россия*

²*Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия*

Zoninig of metasomatic rocks on gold deposit Zhurba was detected by magnetometric survey data. Transformations and statistical characteristics of magnetic field was obtained with COSCAD software. Four zones of different types with corresponding gold content was described. Variant of deposit model was suggested.

Месторождение "Журба" расположено в центральной части Магаданской области. В геологическом строении его территории принимают участие терригенные отложения триаса (среднеканская свита, раздольнинская толща, оротуканская свита) и юры (бюченнахская свита), риолиты позднемелового ольского субвулканического комплекса, позднемеловые гранитоиды Сулухачанского массива. Месторождение расположено в юго-западном экзоконтакте Сулухачанского массива. По набору прогнозных критериев и признаков является наиболее перспективным участком для выявления среднего-крупного объекта золото-кварцевой и золото-сульфидно-вкрапленной формаций.

По результатам предшествующих работ в пределах рудного поля было отмечено резко повышенное, по отношению к остальной территории, развитие сульфидно-вкрапленной минерализации (пирит, пирротин), широкое развитие зон метасоматоза (скарнированные породы), гидротермальных образований (кварцевые жилы). В терригенных отложениях триаса обнаружены сульфидные рудно-метасоматические образования, представленные скарнированными, сульфидизированными известковистыми песчаниками (мощностью до 10 м) оротуканской свиты и пирротинизированными алевролитами среднеканской и раздольнинской свит. По результатам литогеохимического опробования, в пределах выходов «пирротинизированного пласта» выявлен контрастный вторичный ореол рассеяния золота интенсивностью до 0,2 г/т (единичные пробы до 4,5 г/т). Длина зоны площадной сульфидной минерализации при ширине до 1,5 км составила около 5 км. В пределах месторождения берет свое начало россыпь руч. Журба. В головке россыпи отмечается золото в сростках с кварцем, здесь наиболее высокая линейная продуктивность [1].

Магниторазведочные работы проводились с целью определения структурного положения месторождения и выделения потенциально рудонесущих минерализованных зон. Исследования производились по регулярной сети 100×20 м. Использовались высокоточные протонные оверхаузеровские магнитометры «Минимаг» (НПО «Геологоразведка» г. Санкт-Петербург), которые измеряют абсолютное значение геомагнитного поля с отсчетной точностью 0,01 нТл. Аналогичный магнитометр использовался в качестве вариационной станции. Измерения проводились от единого контрольного пункта, в соответствии с инструкцией по магниторазведке [2]. Место вариационной станции располагалось в пределах исследуемой территории, характеризующейся спокойным, ровным магнитным полем. Аномальное магнитное поле рассчитывалось по формуле: $\Delta T_a = T_{изм} - T_{норм} - \Delta T_{вар}$. При обработке полевых данных магнитометрии использовалось программное обеспечение SURV.

В результате выполненных работ установлено, что в аномальном магнитном поле участка уверенно выделяются зоны различной степени контактово-измененных пород связанные с существованием гранитоидного штока, расположенного в непосредственной близости (около 200 метров) от восточного угла исследуемой территории. Анализ проводился по картам статистических (осреднение, дисперсия, асимметрия, и т.д.) и фильтрационных (разложение поля на составляющие двумерной фильтрацией в окне

"живой" формы) характеристик магнитного поля, выполненной в программе Coscad [3]. По интенсивности и характеру аномального магнитного поля выделяется четыре зоны, сменяющие друг друга с востока на запад. Первая зона (условно ближняя) характеризуется аномальным полем от 600 до 900 нТл и, по-видимому, связана с кордиерит-биотитовыми контактово-измененными породами. Вторая (условно промежуточная) фиксируется значениями поля от 80 до 500 нТл, осложненными по восточному флангу локальными отрицательными аномалиями, и трактуется как зона гидротермально метасоматических изменений связанных с сульфидно-вкрапленной (пирит, пирротин) минерализацией. Третья (условно средняя) отображается положительными магнитными аномалиями интенсивностью от 800 до 2300 нТл и отождествляется с породами подверженными гидротермальным изменениям с инъекциями обильной кварц-сульфидной минерализации, либо связаны с зоной экзоконтакта в надынтрузивной части. Четвертая зона (условно дальняя) выделяется спокойным магнитным полем 580-680 нТл и очевидно связана со слабо измененными вмещающими горными породами.

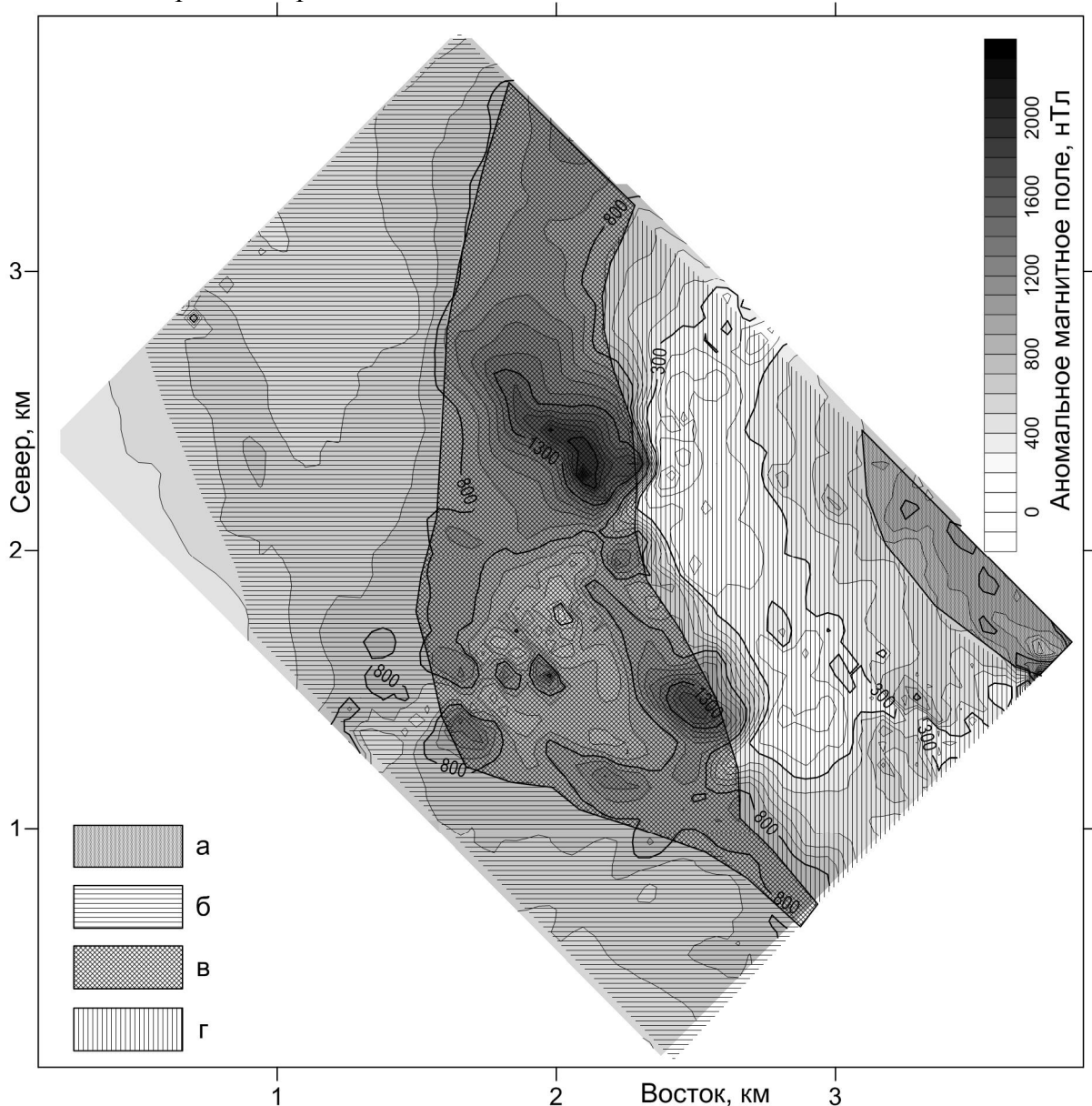


Рисунок 1. – выделенная по данным площадной магниторазведки зональность контактово-измененных пород: а - первая зона (ближняя); б - вторая зона (промежуточная); в – третья зона (средняя); г – четвертая зона (дальняя).

На основании того, что предполагаемый источник россыпи пространственно совпадает с интенсивной (свыше 1000 нТл) положительной магнитной аномалией, а остальная часть россыпи сопровождается аналогичными, но более мелкими и менее интенсивными аномалиями, можно сделать следующее предположение. Кварцевые прожилково-жильные тела, безусловно, являющиеся коренным источником золотой россыпи, обладают повышенными магнитными свойствами, и этот факт может рассматриваться как один из признаков выделения потенциально рудонесущих объектов. Таким образом, территория третьей зоны может рассматриваться как наиболее перспективная для обнаружения промышленного оруденения кварц-золоторудной формации.

Протяженные кварцевые прожилково-жильные тела расположенные в пределах западной части второй (промежуточной) зоны, приуроченные к локальным отрицательным магнитным аномалиям и фиксирующиеся положительными аномалиями асимметрии и эксцесса поля могут обладать золоторудным потенциалом, но по-видимому, более низким. Данные тела не образуют россыпи в верхнем течении р. Журба, который они пересекают. Учитывая гипсометрический уровень их расположения, не исключено что данные прожилково-жильные тела можно отнести к надрудному эрозионному уровню.

В пределах восточной части второй зоны (с охватом первой) широко развиты рудоносные скарноиды, которые характеризуются относительно спокойным магнитным полем с аномалиями от 380 до 780 нТл. Их золоторудные возможности пока не определены. Кварцевые прожилково-жильные тела, располагающиеся в пределах четвертой зоны гидротермально-метасоматических изменений, также могут нести золоторудную нагрузку, однако в еще более низких концентрациях, чем остальные, так как в дренирующей их сети признаков золота пока не обнаружено. Тем не менее, первая и вторая зоны весьма перспективны на установление промышленного оруденения золото-сульфидно-вкрапленной формации.

На основании геолого-геофизических данных можно предложить следующие элементы предварительной модели рудопроявления Журба. В пределах исследуемой территории на фоне явно выраженных северо-восточных и северо-западных разрывных структур отчетливо выделяется система радиальных (близких к субширотным) разрывных нарушений с центром в районе выхода на эрозионную поверхность интрузивного штока. Образование данной сети разрывов, очевидно связано с внедрением штока. Во время внедрения и последующих процессов активизации вдоль радиальных структур происходили разнонаправленные и разно амплитудные подвижки, что привело к появлению сети трещин, которые были в последствии выполнены кварцевым материалом. Таким образом, радиальные разрывы можно рассматривать как рудоподводящие а сопровождающие из трещины, часто северо-восточного простирания, как рудолокализирующие. В острых углах их пересечения следует ожидать вспышки рудной минерализации. Термическая, гидротермально-метасоматическая проработка вмещающих штоков при его внедрении осадочных пород способствовало образованию зональности, которая отражает распределение минерализации, в том числе и золоторудной.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта № 12-П-СО-08-025.

Литература

1. Шерстобитов П.А. Информационный отчет о выполнении поисковых и оценочных работ в пределах Мякитской перспективной площади за 2012 г / Шерстобитов П.А., Роднов Ю.В. – Магадан, 2013г.
2. Инструкция по магниторазведке. Наземная магнитная съемка. Аэромагнитная съемка. Гидромагнитная съемка / под научной редакцией Ю.С. Глебовского, В.Е. Никитского. – Л.: Недра, 1981. – 264 с.
3. Петров А.В. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трёхмерной геоинформации – Коскад 3D / А.В. Петров, А.А. Трусков. – Геофизика №4, 2000. – С. 29–33.

УДК 551+622

ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ НЕРАВНОВЕСНОЙ ДВУХФАЗНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ В НЕФТЕНАСЫЩЕННЫХ НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ В ДАННЫХ АКТИВНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИНДУКЦИОННОГО МОНИТОРИНГА

О.А. Хачай

olgakhachay@yandex.ru

Институт геофизики УрО РАН им. Ю.П. Булашевича, Екатеринбург, Россия

Abstract: It is provided a comparison of no equilibrium effects by independent hydro dynamical and electromagnetic induction influence on an oil layer and the medium, which it surrounds. It is known, that by drainage and steeps the hysteresis effect on curves of the relative phase permeability in dependence from porous medium water saturation by some cycles of influence: drainage-steep-drainage is observed. Using the developed earlier 3-d method of induction electromagnetic frequency geometric monitoring we showed the opportunity of defining of physical and structural features of hierarchic oil layer structure and estimating of water saturating by crack inclusions. That allows managing the process of drainage and steeping by water displacement the oil out of the layer.

Процессы разработки нефтегазовых месторождений связаны с движением многофазных многокомпонентных сред, которые характеризуются неравновесными и нелинейными реологическими свойствами. Реальное поведение пластовых систем определяется сложностью реологии движущихся жидкостей и морфологического строения пористой среды, а также многообразием процессов взаимодействия между жидкостью и пористой средой [1]. Учет этих факторов необходим для содержательного описания процессов фильтрации за счет нелинейности, неравновесности и неоднородности, присущих реальным системам. При этом выявляются новые синергетические эффекты (потеря устойчивости с возникновением колебаний, образование упорядоченных структур). Это позволяет предложить новые методы контроля и управления сложными природными системами, которые настроены на учет этих явлений. Таким образом, пластовая система, из которой необходимо извлечь нефть, представляет собой сложную динамическую иерархическую систему.

При построении математической модели реального объекта необходимо в качестве априорной информации использовать данные активного и пассивного мониторинга, получаемые в ходе текущей эксплуатации объекта. Решение обратных задач имеет огромное значение для нефтяной промышленности, поскольку нефтяной пласт относится к числу природных систем, не поддающихся прямым измерениям и наблюдениям в целом.

Исследования последних лет показали, что в эволюции динамических систем играют неустойчивости, природу которых изучает теория самоорганизации или синергетика. Информацию об их проявлениях в нефтяном пласте при его отработке можно получить только используя данные мониторинга, чувствительные к его иерархической структуре.

Следует отметить, что для изучения тонкой структуры дискретных иерархических сред, более высокой разрешающей способностью обладают геофизические поля, зависящие как от пространственных координат, так и от времени, либо частоты - это сейсмические и электромагнитные поля. Дополнительно к этому, эти поля, возбуждаемые сосредоточенными источниками, благодаря геометрии нормального поля, обладают фокусирующим свойством или свойством локализации, что позволяет достичь заданной разрешающей способности.

В Институте геофизики УрО РАН разработана попланшетная методика электромагнитных индукционных исследований в частотно-геометрическом варианте, которая в отличие от томографических методик обладает описанными выше свойствами и широко используется для картирования и мониторинга сложнопостроенных нестационарных геологических сред в наземном и подземном (шахтном) варианте. Адаптация этой методики к подземным исследованиям в шахтных выработках для определения структуры массивов горных пород, состояния и их динамики при техногенном воздействии позволила провести

объемные геофизические исследования в геологической среде [2-3]. Новая комплексная объемная методика электромагнитных индукционных и сейсмических (в динамическом варианте) исследований, позволяет построить объемную геоэлектрическую и упругую модель строения массива горных пород. В шахтных условиях на месторождениях различного вещественного состава с помощью этой методики проведено обнаружение зон неоднородности массивов горных пород, получены критерии, позволяющие произвести разбраковку этих зон на зоны скрытой трещиноватости и контактовые (разномодульные) зоны, которые нашли свое подтверждение в геологических и геомеханических данных [4-6], исследована стадийность обнаружения неоднородных зон по сейсмическим и электромагнитным данным.

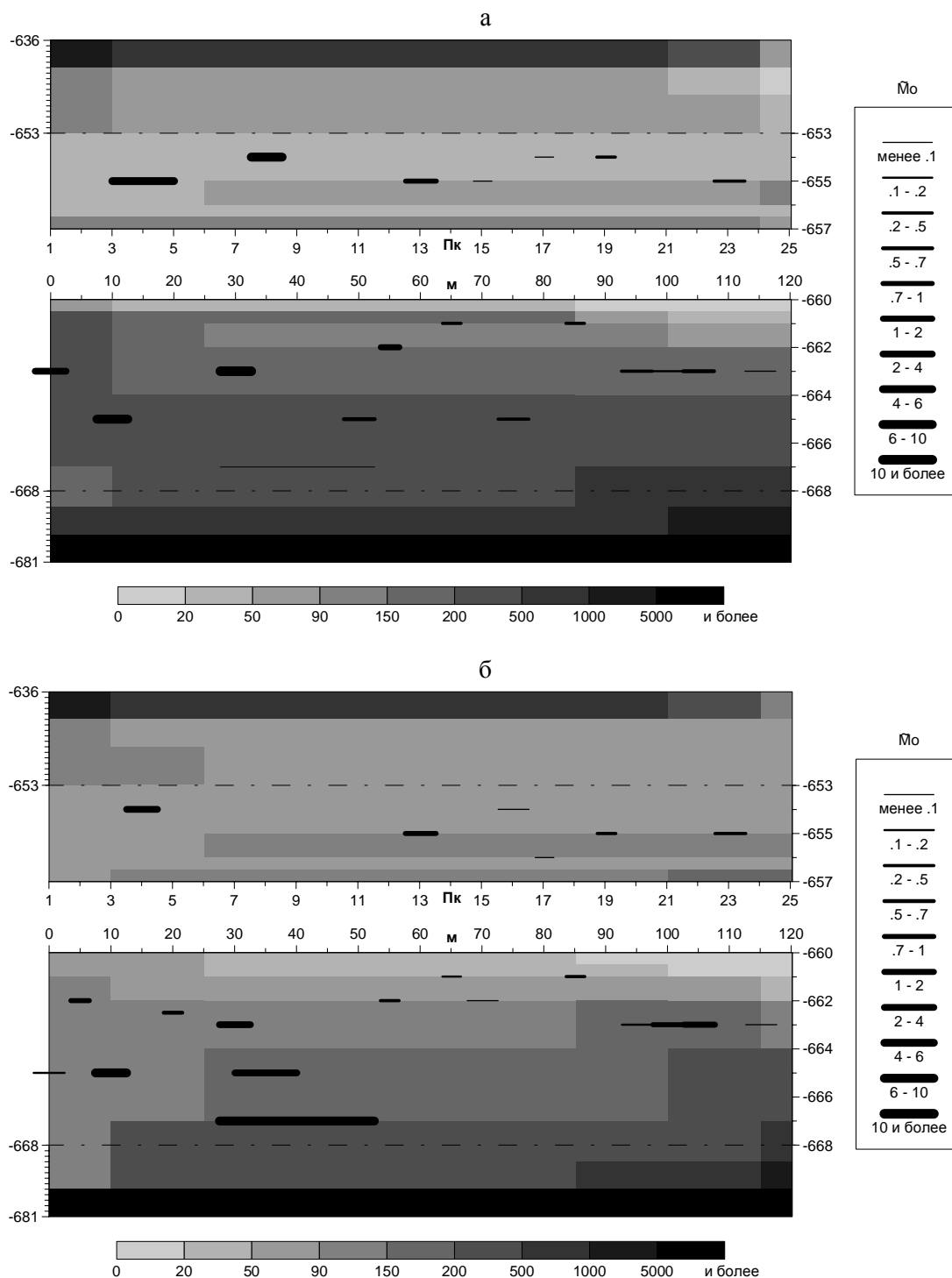


Рис.1. Геоэлектрические разрезы 4 орта, горизонт –210, Таштагольский подземный рудник 2002 г., частота 5 кГц, а, б - два цикла наблюдений.

Условные обозначения: $\tilde{M}_0 = M_0 \times L_0 \times 10^3$, M_0 - коэффициент, на который домножается момент электрической токовой линии, эквивалентной по полю влиянию зоны геоэлектрической неоднородности, и который пропорционален отношению разности проводимостей во вмещающей среде, L_0 - длина токовой линии, сопротивление вмещающего разреза приведено в ом.м. По вертикали приведены значения в м (абсолютных отметках), по горизонтали – длина выработки в пикетах (пк) и метрах.

На приведенных разрезах (рис.1 а-б) видно, что даже за короткий промежуток времени (1 неделя) наиболее значительно происходит изменение положений зон локальной неоднородности и их интенсивности под влиянием взрывного воздействия.

Анализ результатов электромагнитного индукционного мониторинга в природных условиях позволяет сделать следующие выводы: строение массива горных пород различного вещественного состава удовлетворяет модели иерархичной дискретной среды, нам удалось проследить два иерархических уровня. Зоны дезинтеграции, выделенные по данным электромагнитного мониторинга, в околорудном пространстве расположены несимметрично в почве и кровле и дискретно: т.е. имеются интервалы полного их отсутствия. Максимальные изменения в массиве, находящемся под техногенным влиянием происходят именно в морфологии пространственного положения этих зон в зависимости от времени.

Предложенный метод картирования и мониторинга гетерогенной сложно построенной двухфазной среды может быть использован при управлении добычей вязкой нефти в шахтных условиях и легкой нефти в субгоризонтальных скважинах. Требования эффективного по экономическим показателям и наиболее полного извлечения углеводородов на месторождениях диктует необходимость создания новых геотехнологий освоения месторождений нефти и газа, основанных на фундаментальных достижениях в области геофизики и геомеханики [7].

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований по Отделению наук о Земле РАН-1 на 2012 - 2015 гг.

Литература.

1. *Хасанов М.М., Булгакова Г.Т.* Нелинейные и неравновесные эффекты в реологически сложных средах.-Москва.Ижевск: Институт компьютерных исследований. 2003.с. 288.
2. *Хачай О.А., Влох Н.П., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю., Худяков С.В.* Трехмерный электромагнитный мониторинг состояния массива горных пород.//Физика Земли.2001. №2.С.85-92.
3. *Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Хачай О.Ю.* Новая методика обнаружения зон дезинтеграции в околорудном пространстве массивов горных пород различного вещественного состава. // Горный информационный аналитический бюллетень 2003..№11.С.85-92.
4. *Хачай О.А.* Явления самоорганизации в массиве горных пород при техногенном воздействии.// Физическая мезомеханика. 2004.№ 33-34. С.32-37.
5. *Хачай О.А.* Геофизический мониторинг состояния массива горных пород с использованием парадигмы физической мезомеханики. //Физика Земли.2007.№4.С.58-64.
6. *Хачай О.А., Хачай О.Ю.* Теоретические подходы к обоснованию систем геофизического контроля состояния геологической среды при техногенном воздействии // Горный информационно- аналитический бюллетень.МГГУ.2008.№1.С.161-169.
7. *Опарин В.В., Симонов Б.Ф., Юшкин В.Ф., Востриков В.И., Погарский Ю.В., Назаров Л.А.* Геомеханические и технические основы увеличения нефтеотдачи пластов в виброволновых технологиях. Новосибирск: Наука. 2010. с.404.

УДК 622. 83 + 530. 1(075. 8)

СЦЕНАРИЙ ПОДГОТОВКИ ГОРНЫХ УДАРОВ В ПОРОДНЫХ МАССИВАХ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ВЗРЫВОВ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОГО КАТАЛОГА

О.А. Хачай

olgakhachay@yandex.ru

Институт геофизики УрО РАН им. Ю.П. Булашевича, Екатеринбург, Россия

Abstract: The use of the parameter-velocity of slow deformation wave propagation allowed us with use method of phase diagrams identify their hierarchic structure, which allow us to use that information for modeling and interpretation the propagation seismic and deformation waves in hierarchic structures and construct the scenario of the rock shock process.

В результате обобщения данных долговременных натуральных геомеханико-геофизических измерений на рудниках полиметаллов была установлена нелинейная реакция горных пород на мощные динамические воздействия, а также распространение волн маятникового типа, носителями которых являются геоблоки различного иерархического уровня [1]. При этом эти волны обладают широкой низкой (по сравнению с сейсмическими волнами) скоростной гаммой [2 – 3].

Исследования состояния массива с использованием подходов теории динамических систем [4 – 9] производились с целью выяснения критериев смены режимов диссипативности для реальных горных массивов, находящихся под сильным техногенным воздействием. Для реализации этого исследования были использованы данные сейсмического каталога Таштагольского подземного рудника за два года с июня 2006 года по июнь 2008 г. В качестве данных использованы пространственно-временные координаты всех динамических явлений-откликов массива, происшедших за этот период внутри шахтного поля, а также временные данные взрывов, произведенных для отработки массива, и значения зафиксированной сейсмической станцией энергии. В нашем анализе все шахтное поле было разделено на две половины: выработки северо-западного участка, районы стволов Западная и Ново-Капитальная и выработки с 0 по 14 обозначены нами, как северный участок. Выработки с 15 по 31 и южный вентиляционный и полевой штреки, ствол Южной шахты, выработки юго-восточного участка обозначены как южный участок. Учитывались все события-отклики с горизонтов – 140 м, – 210 м, – 280 м, – 350 м. Взрывы производились на юго-восточном участке отработки шахты на горизонтах + 70 м, 0 м, – 70, на остальных участках – на перечисленных выше горизонтах.

Сейсмологический каталог был также разделен на две части: северную и южную по событиям откликам и по взрывам, происходившим в северной и южной части шахтного поля. Между взрывами суммировалась выделенная энергия динамических откликов массива соответственно южной и северной частей. Весь промежуток исследований был разделен на три периода: с 03. 06. 2006г – 13. 01. 2007 г. (период I), с 14. 01. 2007 – 17. 05. 2008 г. (период II), с 24. 05. 2008 – 26. 07. 2009 г. (период III). По данным шахтной детальной сейсмологической информации выявлены некоторые закономерности отклика массива на сильные техногенные воздействия, предварявшие один наиболее сильный горный удар на Таштагольском руднике (период II): неравномерности техногенного воздействия в виде массовых и технологических взрывов в северной и южной части шахтного поля. Большую практическую значимость представляет выявление количественной зависимости активизации удароопасного массива от неравномерности техногенного воздействия в виде массовых и технологических взрывов. Как следует из результатов анализа распределения поглощенной E_p и выделенной E_v энергии, изменение состояния массива – уменьшение или увеличение его активизации происходит не зависимо от пространственного положения источника техногенного взрыва и с запаздыванием по времени. Предложен новый метод обработки сейсмологической информации в реальном масштабе времени, которую можно проводить непосредственно на руднике для оценки изменения состояния удароопасного массива при его отработке. В результате анализа выделена характерная морфология

фазовых траекторий отклика массива, находящегося локально во времени в устойчивом состоянии. На фазовой плоскости имеется локальная область в виде клубка переплетенных траекторий и небольшие выбросы от этого клубка, не превышающие по энергии значений 10^5 Дж. В некоторые промежутки времени этот выброс превышает 10^5 Дж, достигая 10^6 Дж и даже 10^9 Дж.

Исходя из идей, изложенных в работах [1 – 3], и поставленных вопросов при анализе данных сейсмологического мониторинга мы решили дополнить анализируемую базу данных данными пространственных координат взрывов, ввести их в предложенный ранее метод обработки данных сейсмологического мониторинга и дополнить его новыми параметрами. Будем рассматривать каждую точку взрыва как источник сейсмических и деформационных волн. Используя кинематический подход к обработке сейсмической информации, будем каждую точку отклика массива использовать как пространственно временную точку первого вступления деформационной волны для вычисления скорости волны. Введем следующие две группы градаций скоростей. Первая группа – от 1000 м /час до 500 м /час, от 500 м /час до 100 м /час, от 100 м /час до 50 м /час, от 50 м /час до 10 м /час, от 10 м /час до 1 м /час, от 1 м /час до 0. 01 м /час; вторая группа – от 1000 м/сек до 500 м/сек, от 500 м/сек до 100 м/сек, от 100 м/сек до 50 м/сек, от 50 м/сек до 10 м/сек, от 10 м/сек до 1 м/сек, от 1 м/сек до 0. 01 м/сек. Все отклики массива вместе с их пространственно – временными, скоростными и энергетическими характеристиками распределить по этим градациям и посчитать среднее от взрыва до следующего взрыва значение выделенной массивом энергии отклика и соответственно средней скорости возникшего цуга деформационных волн.

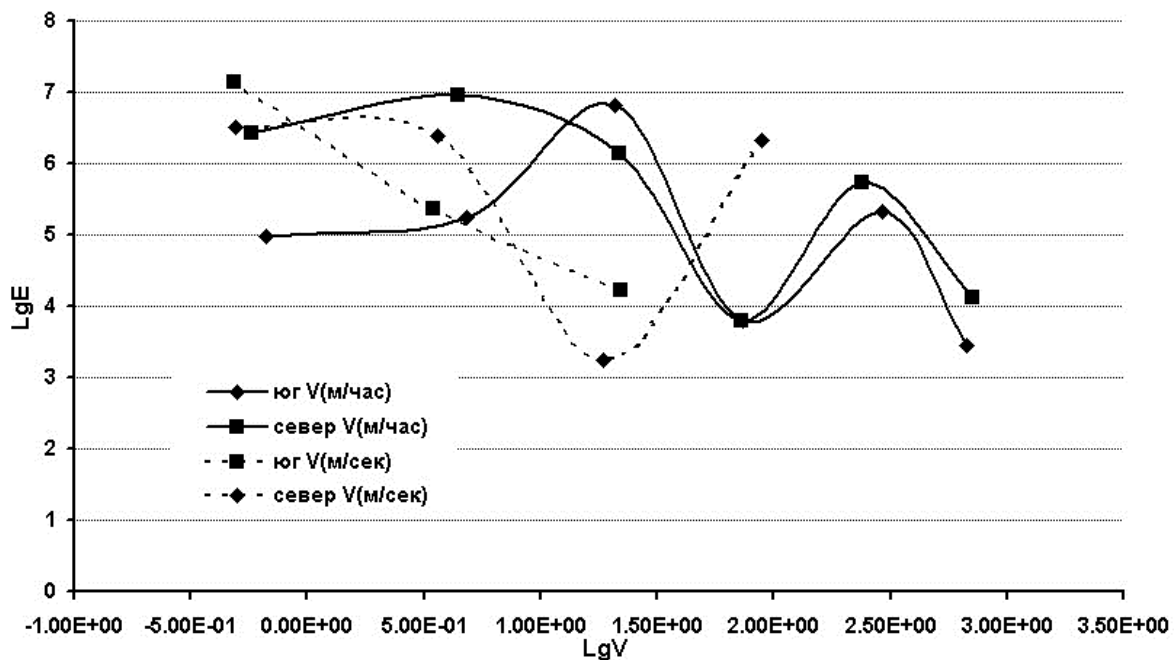


Рис. 1. Распределение суммарной выделенной энергии динамическими явлениями, распространяющимися с разными средними скоростями за период наблюдения 24. 07. 2011 – 07. 07. 2012.

Из результатов анализа (рис. 1.) следует, что значения средних за весь период наблюдения скоростей деформационных волн, распространяющихся в южной и северной части массива горных пород шахты только незначительно отличаются друг от друга, а для четырех градаций практически совпадают. При этом количество энергии, переносимое волнами четырех градаций первой группы тоже отличается незначительно. Однако для волн со скоростями, попадающими в градации от 10 м/час до 1 м/час, от 1 м/час до 0. 01 м/час среднее за период наблюдения количество выделенной энергии в северной части превышает

почти на два порядка соответствующего количества в южной части. Что касается волн деформации второй группы, в северной части массива реализуются только три их градации за весь период наблюдения, в южной – четыре. Количество суммарной выделяемой энергии в южной и северной части массива горных пород имеет похожую тенденцию для соответственных средних скоростей распространения деформационных волн.

Введение дополнительного параметра – скорости распространения медленных деформационных волн позволило с использованием метода фазовых диаграмм идентифицировать их иерархическую структуру, что позволит в дальнейшем использовать эту информацию для моделирования и интерпретации распространения сейсмических и деформационных волн в иерархических структурах [10]. Исследована тонкая структура хаотической области фазовых диаграмм, построенных по данным сейсмического детального шахтного каталога для двух откликов массива на массовый высокоэнергетический взрыв. Этот результат лежит в основе выработки критериев зарождения резонансного высокоэнергетического выброса, наблюдаемого при катастрофических динамических явлениях в горных массивах при их отработке взрывными технологиями.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10 – 05 – 00013, и ИП проекта с СО РАН 2012-2014гг.

Литература:

1. *Опарин В. Н., Леонтьев А. В.* Квазистатика и динамика массива горных пород в областях сильного техногенного воздействия. // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Труды конференции с участием иностранных ученых, 6 – 10 июля 2009 г. Новосибирск. ИГД СО РАН. Новосибирск. 2010. С. 15 – 29.
2. *Курленя М. В., Опарин В. Н., Востриков В. И.* О формировании упругих волновых пакетов при импульсном возбуждении блочных сред. Волны маятникового типа U_{μ} // ДАН СССР .1993.Т. 333. №4. С.342 – 346.
3. *Опарин В. Н., Востриков В. Н., Тапсиев А. П. и др.* Об одном кинематическом критерии прогнозирования предельного состояния массивов горных пород по шахтным сейсмологическим данным // ФТПРПИ. 2006. №6. С. 5 – 25.
4. *Наймарк Ю. И., Ланда П. С.* Стохастические и хаотические колебания.// М.: Книжный дом “ЛИБРОКОМ”, 2009. с. 424.
5. *Чуличков А. И.* Математические модели нелинейной динамики. М.: Физматлит, 2003. с. 294.
6. *Хачай О. А., Хачай О. Ю., Клишко В. К., Шипеев О. В.* Отражение синергетических свойств состояния массива горных пород под техногенным воздействием в данных шахтного сейсмологического каталога.// Горный информационно-аналитический бюллетень МГГУ 2010. №6.С. 259 – 271.
7. *Хачай О. А., Хачай О. Ю., Клишко В. К., Шипеев О. В.* Пространственно-временные колебательные особенности синергетических свойств состояния удароопасного массива горных пород, определяемые по данным шахтного сейсмологического каталога.// Горный информационно-аналитический бюллетень МГГУ. 2011. №2. С. 305 – 311.
8. *Hachay O. A., Khachay O. Yu., Klimko V. K., Shippeev O. Yu.* The reflection of synergetic features in the response of geological medium on outer force actions. / Advances in heterogeneous Material Mechanics – Shanghai, China, 2011.
9. *Hachay O. A., Khachay A. Yu., Khachay O. Yu.* Construction of a state evolution dynamical model of a rock massive, which is in a regime of energetic pumping.// Geophysical Research abstracts. 2011.Vol. 13. EGU2011 – 1528.
10. *Хачай О. А., Хачай А. Ю.* Изучение напряженно-деформированного состояния иерархических сред.// Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Материалы докладов конференции 8 – 12 октября 2012 г. Москва ИФЗ РАН. 2012. С. 114 – 117.

УДК 550.31

**3D-МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ТЕПЛОВЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ЯДРЕ ЗЕМЛИ НА
ЭТАПЕ ЕЕ АККУМУЛЯЦИИ**

Ю.В. Хачай, В.Н. Анфилогов*, А.Н. Антипин

yu-khachay@yandex.ru

Институт геофизики им.Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

**Институт минералогии, Миасс, Россия*

Ранние модели аккумуляции планеты [1] приводили к формированию однородной и сравнительно холодной планеты, температура в которой нигде не достигала температуры плавления. Это означало, что разделение преимущественно железного по составу ядра и преимущественно силикатной мантии могло произойти позднее в уже сформировавшейся планете, что, однако, не соответствует геологическим данным. Некоторое время казалось, что выход найден и модель мегаимпакта, в которой предполагается возможность столкновения почти сформировавшейся Земли с телом массы Марса, снимает все проблемы [2]. Но динамические модели аккумуляции Земли [1;3] приводят к заключению о том, что длительность аккумуляции планеты составляла около 10^8 лет. Тогда как изотопные результаты по W-Nf системе свидетельствуют об очень раннем, за (5-10) млн. лет, разделении геохимических резервуаров ядра и мантии [4]. Это означает, что разделение геохимических резервуаров ядра и мантии должно было произойти еще до этапа достижения Землей ее современной массы.

В работах [5,6] показано, что учет выделения энергии при распаде короткоживущих радиоактивных элементов и, прежде всего Al^{26} , достаточен для нагрева даже малых тел, размера около (50-100) км до температур плавления железа и реализуется принципиально новый механизм дифференциации. Объединяются расплавленные, преимущественно железного состава внутренние части протопланетных зародышей, а холодные силикатные осколки возвращаются в зону питания. Только после того как гравитационный радиус увеличится, выросшая область будущего ядра оказывается способна удерживать и осколки силикатной оболочки.

Все существующие динамические модели аккумуляции получены с использованием сферически-симметричной модели. Однако, для понимания дальнейшей эволюции планеты важно проследить возникновение и развитие неоднородностей, образовавшихся на стадии аккумуляции планеты. Задача решается в два этапа. Первый этап есть численное решение системы уравнений, описывающих аккумуляцию планеты и распределение РТ- условий во внутренних областях растущей планеты. Здесь используется сферически-симметричная модель с задаваемым распределением плотности. Для скорости изменения массы растущей протопланеты используется уравнение Сафронова [1]

$$\frac{\partial m}{\partial t} = 2(1+2\theta)r^2\omega\left(1-\frac{m}{M}\right)\sigma \quad (1)$$

где: ω - угловая скорость орбитального движения, σ - поверхностная плотность вещества в зоне «питания» планеты, M - современная масса планеты, r - радиус растущего зародыша, θ - статистический параметр, учитывающий распределение частиц по массам и скоростям в зоне «питания».

Распределение температуры в теле увеличивающегося радиуса находится из численного решения краевой задачи для уравнения теплопроводности с учетом возможности появления расплава без явного выделения положения границы фронта кристаллизации и параметрического учета конвективного теплопереноса в расплаве по [7]:

$$c_{эф} \rho \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla (\lambda_{эф} \nabla T) + Q \quad (2)$$

где: $c_{эф}$, $\lambda_{эф}$ - эффективные значения теплоемкости, и теплопроводности, которые учитывают теплоту плавления в задаче Стефана по [8] и наличие конвективного теплопереноса; T - искомая температура в точке в момент времени t , Q - объемная мощность внутренних источников тепла. Задача решалась методом конечных разностей с использованием полностью неявной монотонной, консервативной схемы. В уравнениях (1)-(3) шаг по временной δt и пространственной сеткам δr используется один и тот же. Шаг по временной сетке переменный и при выбранном распределении плотности, как функции глубины вычисляется из уравнения (1). С использованием этого уравнения на каждом временном шаге вычисляются масса растущей планеты и распределение литостатического давления во внутренних областях. Для каждого значения достигнутого размера растущей планеты вычисляется распределение температуры плавления. Зона полного и частичного плавления определялась для каждого временного слоя по сопоставлению вычисленного распределения температуры с распределением температуры плавления на данной глубине. На поверхности растущего тела заданы условия, обеспечивающие баланс поступающей части потенциальной энергии гравитационного взаимодействия тел, затраты тепла на нагревание вещества и переизлучаемого в пространство теплового потока с учетом прозрачности внешней среды [6]:

$$k\rho \frac{\gamma M}{r} \frac{dr}{dt} = \varepsilon \sigma [T^4 - T_1^4] + \rho c_p [T - T_1] \frac{dr}{dt} \quad (3)$$

где: ρ - плотность вещества, G - гравитационная постоянная, M - масса растущей планеты r - ее радиус. T и T_1 - соответственно, температура тела на границе и внешней среды, ε - коэффициент прозрачности среды, c_p - удельная теплоемкость, k - доля преобразованной в тепло потенциальной энергии.

Распределение выделенной энергии внутри приповерхностного сферического слоя δr , отражающее случайный характер падения тел, вычислялось с использованием генератора случайных чисел на каждом слое. После возникновения области расплава численно решается задача о течении вязкой жидкости в 3-D блоке с учетом того, что верхняя граница слоя перемещается и, соответственно, масса тела и гравитационное ускорение увеличиваются. В приближении Буссинеска процесс может быть описан в виде:

$$\rho \left(\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + (\vec{V} \nabla) \vec{V} \right) = -\nabla P + \mu \Delta \vec{V} + 2\rho \vec{V} \times \vec{\Omega} - \rho \nabla W \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V}(\nabla T) = \chi \Delta T \quad (5)$$

$$\text{div} \vec{V} = 0 \quad (6)$$

В работе моделируется распределение температуры, давления, скорости течения вещества в блоке 3D- сферического тела увеличивающегося радиуса. Методом конечных разностей решается краевая задача для системы уравнений описывающих процесс аккумуляции, уравнение Сафронова, уравнение баланса импульса, Навье-Стокса, уравнение для над литостатического давления и температуры в естественных переменных в приближении Буссинеска [9]. Численный алгоритм решения задачи в естественных переменных строится на основе метода расщепления. Для нахождения поля скоростей и поля давления используется шахматная сетка. Возникновение и развитие первичных

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

неоднородностей в растущей планете обусловлено неоднородным распределением выпадающих аккумуляруемых тел. Рассмотренная модель течений является очень упрощенной, прежде всего потому, что используется приближение Буссинеска, вязкость вещества принимается постоянной, не учитываются выделение тепла при вязком и приливном трении, угловая скорость принимается постоянной. Специального исследования требует рассмотрение взаимодействия протопланеты и формирующейся Луны.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 13-05-00138.

Литература

1. Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
2. Cameron A.V. Origin of the Earth and Moon / Ed. Ganup R.M. University of Arisona Press. 2000. 179p.
3. Печерникова Г.В., Витязев А.В. Импаkты и эволюция ранней Земли . В кн.: Катастрофические воздействия космических тел / Под ред. В.В. Адушкина и И.В. Немчинова. ИДГ РАН. М.: Академнига.2005.p.251-265.
4. Jacobsen S., Yin Q. Models of planetary accretion and core formation based on the Hf-W clock // Geophys. Research Abstracts.2003. v.5, 13884.
5. Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // ДАН. 2005, т 403, № 6, с. 803-806.
6. V.N. Anfilogov and Yu.V. Khachay Differentiation of the mantle matter in the process of the Earth's accumulation and early crust formation // Litosphere, 2012, №6, 3-15.
7. Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон проплавления в термической истории Земли. ДАН СССР. 1969. т. 188. №2, стр.338-342.
8. Самарский А.А., Моисеенко Б.Д., Журнал вычислительной математики и математической физики .1965. т.5, №5. с.816-827.
9. Yu.V. Khachay MHD process in the layer of gravitating sphere growing radius\\ Magnetohydrodynamics. Vol. 49 (2013), N 1-3, 81-86.

УДК 550.31

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ УРОВНЯ ЗАКРИТИЧНОСТИ ОТКРЫТОЙ СИСТЕМЫ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Ю.В. Хачай, О.А. Хачай, М.Г. Миндубаев

yu-khachay@yandex.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

Abstract. On the example of numerical solution Rayleigh –Benar problem it is shown that the method of phase diagrams of the open dynamical system is effective for developing criterions of shifting from its stationary state.

При изучении природных явлений часто приходится сталкиваться с проблемой возникновения неустойчивости состояния и катастрофических изменений в открытой динамической системе. При этом под катастрофическими понимают такие изменения в состоянии и структуре динамической системы, которые происходят при непрерывном изменении параметров, характеризующих состояние системы, за промежуток времени много меньший ее характерного времени. Проблема осложняется тем, что необходимость в прослеживании выхода системы на катастрофический этап развития возникает часто при исследовании динамических систем, для которых еще даже не получены модели эволюции в виде, например, системы, вообще говоря, нелинейных дифференциальных или интегродифференциальных уравнений. Определенные надежды с прогнозом катастрофического развития таких систем связываются с анализом ее фазового портрета [1]. Фазовым портретом системы называют совокупность фазовых траекторий системы, состоящих из фазовых кривых, каждая точка которых соответствует состоянию динамической системы в фазовом пространстве ее обобщенных координат и импульсов [2]. При изучении поведения природных процессов, для которых еще не известна описывающая ее система дифференциальных уравнений или обобщенная функция отображения существенная для понимания процесса существенная информация может быть извлечена из анализа фазовых портретов, полученных при мониторинговых исследованиях [3,4]. При этом сведения о состоянии системы измеряются в наборе пространственных точек на некоторой последовательности моментов регистрации.

Если обоснована математическая модель, аппроксимирующая поведение натурной системы, то теоретически хорошо исследована ситуация возникновения неустойчивости динамической системы относительно малых возмущений исходного состояния. Для отклика на такие возмущения сформулирована ставшая классической теорема Ляпунова [2]. Однако при этом остается открытым вопрос об отклике системы на возмущения конечной величины, а в тех случаях, когда еще отсутствует динамическая модель процесса возможно ли получить оценку уровня заkritичности наблюдаемого состояния системы и одинаково ли чувствительны фазовые портреты, построенные в различных обобщенных координатах к уровню заkritичности состояния системы.

Анализ этих вопросов мы проведем на основе классической задачи о возникновении неустойчивости состояния механического равновесия в слое вязкой жидкости, находящейся в однородном гравитационном поле между двумя изотермическими плоскостями. Температура нижней поверхности больше, чем верхней, вектор гравитационного ускорения перпендикулярен поверхности границ. Подробные решения этой задачи для модели однокомпонентной жидкости в приближении Буссинеска приведены в [5], для двухкомпонентной с внутренними источниками тепла в [6]. Примем широко используемое в геодинатике приближение Буссинеска, в котором изменение плотности учитывается только в уравнении баланса импульса (1).

$$\rho \left[\frac{\partial V}{\partial t} + (\nabla V)V \right] = -\nabla P + \eta \Delta V + \rho g \quad (1)$$

$$\rho c \left[\frac{\partial T}{\partial t} + (\nabla V)T \right] = \lambda \Delta T + Q \quad (2)$$

$$\nabla V = 0 \quad (3)$$

Уравнение состояния используется в виде:

$$\rho(P, T) = \rho_0 (1 - \alpha T') \quad (4)$$

где в выражениях (1)-(4): \mathbf{V} - скорость жидкости, P - давление, \mathbf{g} - гравитационное ускорение, ρ - плотность, c - удельная теплоемкость смеси, η - коэффициент вязкости, λ - коэффициент теплопроводности, γ - гравитационная постоянная, Q - суммарная мощность внутренних источников энергии в единице объема, ∇ и Δ - операторы “набла” и Лапласа.

Краевые условия выбираются в виде:

$$\begin{aligned} z = h \quad T(x, y, z, t) = T_2 \quad V_z = 0 \quad \frac{\partial^2 V_z}{\partial z^2} = 0 \\ z = 0 \quad T(x, y, z, t) = T_1 \quad V_z = 0 \quad \frac{\partial^2 V_z}{\partial z^2} = 0 \end{aligned} \quad (5)$$

В системе возможно стационарное состояние механического равновесия. В качестве единицы длины выбираем мощность слоя h , времени h^2 / χ ; $\chi = \lambda / \rho_0$; скорости χ / h ; температуры $A h$; $A = (T_1 - T_2) / h$; давления $\rho \chi v / h^2$.

Тогда краевая задача для безразмерных переменных, в линейном относительно малых возмущений приближении, может быть приведена к виду [5]:

$$\begin{aligned} \frac{1}{Pr} \frac{\partial \Delta V_z}{\partial t} = \Delta \Delta V_z + Ra \Delta_1 \theta k \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} - V_z = \Delta \theta \end{aligned} \quad (6)$$

где: $Pr = \nu / \chi$ - число Прандтля; $Ra = \frac{\alpha g A h^4}{\chi \nu}$ - число Релея. Уравнения (6), в отличие от

исходных (1)-(4), не содержат нелинейных относительно возмущений членов. Тогда входящие в (6) функции координат и времени можно представить в виде: $F(t, x, y, z) = f(x, y, z) \exp(-\sigma t)$. Входящая в показатель экспоненты величина σ носит название *декремент затухания*. Возрастание или затухание возмущений определяется знаком вещественной части σ , $Re(\sigma)$. Если найдется возмущение, для декремента затухания которого выполняется $Re(\sigma) < 0$, то амплитуда такого возмущения быстро растет и состояние системы

оказывается не устойчиво. Состояние, при котором $\sigma = 0$ (при этом $Ra = \frac{(\pi^2 + k^2)^3}{k^2}$, а $\min Ra = Ra^*$ - его критическое значение) называют состоянием нейтральной устойчивости. С учетом того, что ни коэффициенты в (6), ни граничные условия (5) не зависят от горизонтальных координат, выражения для пространственных амплитуд можно искать в виде:

$$V_z = u(z) \exp[i(k_1 x + k_2 y)] \quad \theta(x, y, z) = \theta(z) \exp[i(k_1 x + k_2 y)] \quad (7)$$

Как следует из (7), при малой закритичности $Ra \sim Ra^*$, скорость изменения малых возмущений во всем слое одна и та же.

Исследование развития неустойчивости при конечно-амплитудных возмущениях, при которых уже необходимо решение нелинейной задачи (1)-(3), производилось численно. Алгоритм численного решения изложен в [7]. Применение алгоритма решения с использованием естественных переменных позволило проследить развитие возмущений

температуры, давления, скорости вдоль вертикальных сечений конвективного слоя и построить ряд фазовых портретов системы. Выявлены особенности фазовых портретов по слою в зависимости от уровня закритичности течения.

Литература

1. Арнольд Теория катастроф. М.: Наука. 1990.- с.128.
2. Гленсдорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структуры, устойчивости и флуктуаций / М.: УРСС, 2003.-280 с
3. Хачай О.А. Геосинэргетика: теория, методика, эксперимент. В кн. Комплексный анализ электромагнитных и других геофизических данных. Ред. В.В.Спичак—М.: КРАСАНД, 2011.- 192.
4. О.А. Khachay, A.Yu. Khachay, O.Yu Khachay Dynamical model for Exolution of Rock Massive State as a Response on a Changing of Stress-Deformed State. In: Fractal Analysis and Chaos in Geosciences/ Ed. Sid-Aly Quadfeul. Croatia, 2012,--174.
5. Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1972, с.392.
6. Хачай Ю.В. Конвективная устойчивость сжимаемой жидкости для плотностных моделей верхней мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 8. 36-40.
7. Хачай Ю.В., Миндубаев М.Г. О влиянии свободной конвекции в 3D-структуре пористой среды на экспериментальные оценки геотермического потока // Мониторинг. Наука и технологии. № 4, стр. 6-11

УДК 550.837

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ,
ВЫПОЛНЕННЫХ В ПРЕДЕЛАХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ**

Л.А. Христенко, Ю.И. Степанов

liudmila.hristenko@yandex.ru

Горный институт УрО РАН, г. Пермь, Россия

Methods Electrometry is widely used to study the composition of soils and their filtration properties. The article includes the study of possibilities of use when interpreting the statistical characteristics of the parameters observed in electric fields.

Изменения значений электрического сопротивления и естественной поляризации связаны с составом грунтов и их фильтрационными свойствами, что позволяет проводить картирование пространственных границ участков инженерно-геологических осложнений. Для обнаружения и оконтуривания подобных участков в пределах Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей были выполнены электрометрические наблюдения методами естественного поля (ЕП) и сопротивлений (СЭП). В качестве вспомогательных признаков для интерпретации наблюдаемых геофизических полей были использованы оценки статистических характеристик потенциалов U ЕП и кажущихся сопротивлений ρ_k .

Рассчитанные в скользящем окне значения первых четырех статистических моментов содержат информацию об особенностях наблюдаемого поля, которые не всегда можно увидеть непосредственно в исходных данных. Основным интерес при интерпретации статистических параметров представляют области их экстремальных значений, выделение которых позволяет эффективно решать задачу районирования исследуемых территорий на стационарные области по геофизическим данным [1]. Часто объективность количественных оценок приводит к качественно иным результатам интерпретации наблюдаемых процессов.

С помощью программного комплекса «КОСКАД-ПРОФИЛЬ» (Петров А.В. и др., МГГУ) первоначально рассчитывались в скользящем «окне» статистические характеристики по одному геофизическому параметру – потенциалам U ЕП (среднее, дисперсия, асимметрия, эксцесс, коэффициент вариации – 5 признаков) (рис.1).

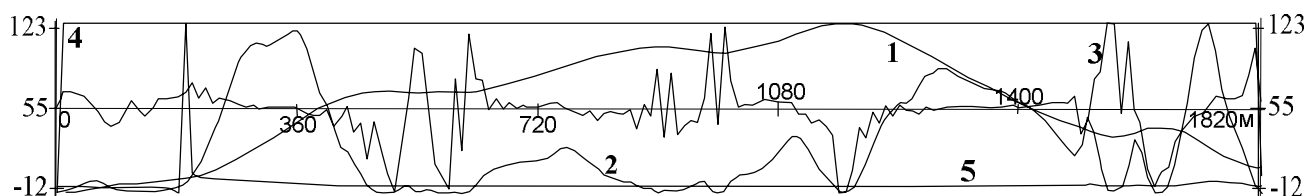


Рис.1. Статистические характеристики потенциалов U ЕП в скользящем окне
1 – среднее; 2 – дисперсия; 3 – асимметрия; 4 – эксцесс;
5 – коэффициент вариации

Затем вычисленные статистики и значения потенциалов наблюдаемого естественного поля (всего 6 признаков) принимались за многопризнаковые данные и разбивались методом динамических сгущений на классы [2]. Аналогично можно вычислять статистические характеристики по двум и более геофизическим полям, объединять их все и разбивать на классы. Для приведенного на рисунках, в качестве примера, профиля разбиение на классы проводилось при различных сочетаниях признаков [3].

На рис.2 представлены результаты разбиения на классы многопризнаковых данные, полученных в результате объединения значений потенциалов U ЕП, ρ_k и их статистических характеристик в многопризнаковые данные (всего 12 признаков) с автоматическим определением количества классов. Результаты классификации позволили локализовать

участок инженерно-геологического осложнения между пикетами 180-250 м, не выявленный при качественном анализе графиков поля.

Выявленная по данным ВЭЗ низкоомная зона в нижней части надсоляных отложений, пространственно совпадающая с местоположением Зырянского сдвига, была выделена процедурой классификации при объединении всего двух признаков: потенциалов ЕП и ρ_k . Результаты классификации, в данном случае, лишь подтвердили наличие области повышенных фильтрационных процессов, выделенной в результате качественного анализа по пространственному совпадению на графиках потенциалов U и ρ_k участков их пониженных значений. Протяженность профиля, отвечающего на графиках участку пониженных значений U и ρ_k составляет около 400 м, поэтому достаточно легко провести качественную оценку. Выделить участок протяженностью 70 м при таких частотных и амплитудных изменениях графиков визуалью невозможно.

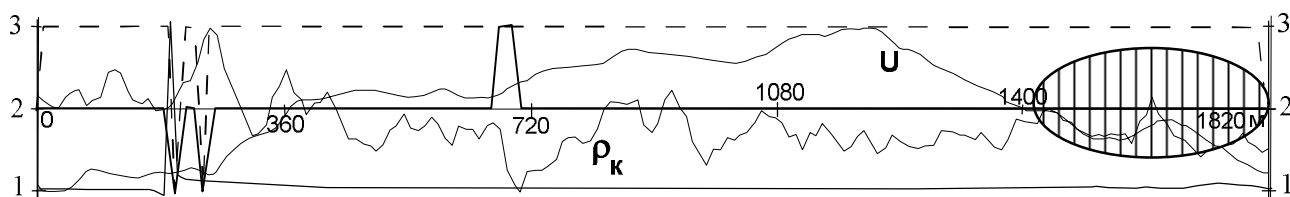





Рис.2. Результаты классификации данных методов ЕП и СЭП:

-  - полученные по значениям потенциалов ЕП и их статистическим характеристикам;
-  - полученные по значениям: потенциалов ЕП, кажущихся сопротивлений и их статистических характеристик;
-  - зона разуплотнения, полученная по данным ВЭЗ

Разбиение на классы по формальным признакам существенно облегчает локализацию участков инженерно-геологических осложнений, что крайне затруднительно по результатам качественного анализа наблюдений СЭП и ЕП.

Список литературы:

1. Петров А.В. Технология анализа геополей в скользящих окнах/ Петров А.В., Солоха Е.В. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006. С. 272-275
2. Компьютерная технология «КОСКАД 3D». Документация.
3. Христенко Л.А. Использование статистических характеристик при интерпретации результатов профильных наблюдений методами электротометрии // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т. 2013. С. 213-215

УДК 550.361

**ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ – НОВЫЕ КРИТЕРИИ
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ**

М.Д. Хуторской

mkhutorskoy@ginras.ru

ФГБУН Геологический институт РАН

The terrestrial temperatures distribution in sedimentary loading and a stretching basins of Northern Eurasia is studied. The relationship between temperature anomalies and hydrocarbon deposits localisation is established. Stretching basins are characterised by the reduced lithosphere thickness and abnormal high heat flow.

В последние 20-30 лет геолого-геофизическое изучение осадочных бассейнов находится в центре внимания геологов [1]. Это вызвано не только важностью этих исследований для решения общих проблем формирования и эволюции земной коры, но и их практической значимостью для прогнозирования и поиска месторождений полезных ископаемых, особенно углеводородов. В изучение осадочных бассейнов вовлечены тектонисты, литологи, стратиграфы, геофизики, гидрогеологи, математики, Комплексирование этих разносторонних исследований дало многочисленные результаты: сформировался аппарат бассейнового анализа с моделированием процессов седиментации в пространстве и времени, разработаны методы сейсмической стратиграфии, сделаны термодинамические оценки процессов диа-, мета- и катагенеза, изучался флюидный и термический режимы осадочных бассейнов. Модельные расчеты и графические построения велись не только в одном или двух измерениях, но и в трехмерном пространстве, а в сочетании с реконструкциями темпов прогибания и седиментации – в четырехмерном.

Изучение термического режима осадочных бассейнов за эти годы также ознаменовалось большим прогрессом как в разработке технико-методических приемов получения и обработки данных, так и в накоплении конкретного материала о термодинамических условиях в осадочных бассейнах различного типа [2-7].

Использование трехмерного геотермического моделирования, или метода термической томографии [6] продемонстрировало возможность обнаружения аномалий температуры и теплового потока, которые не проявляются при анализе одно- или двухмерного распределения этих параметров.

Особенно ярко большая информативность 3D-геотермических моделей по сравнению с 1D- и 2D-моделями заметна в изометричных структурах, которыми во многих случаях являются впадины осадочных бассейнов.

Практическое значение метода термической томографии заключается в нахождении температурных границ, контролирующих процессы генерации или трансформации вещества. Например, для прогнозирования нефтегазоносности этим методом оценивается глубина температурного интервала катагенеза органического вещества. С помощью той же методики можно найти глубину температурных границ, контролирующую гидротермальное рудообразование и термические условия фаций регионального метаморфизма, глубину изотермы Кюри и т.п. Таким образом, термотомография представляет собой новый инструмент для визуализации фактических геотермических данных и более достоверной их интерпретации.

Методика построения термотомографических моделей изложена в [5-7]. В этих работах показана связь температурных аномалий с нефтегазоносностью недр в Печорском бассейне Баренцева моря, в Южно-Карской впадине, в южной части Моря Лаптевых, в ряде районов Прикаспия, в Припятской и Северо-Германской впадинах. Было предложено понятие «термический купол» как визуальное проявление этой связи, т.к. локализация месторождений углеводородов приурочена к зонам подъема изотерм. При двухмерном термическом моделировании термические купола не выделяются, т.к. такое моделирование не позволяет «заглянуть за линию профиля». Таким образом, 3D-геотермические модели

дали дополнительный признак для поисков углеводородов в осадочных бассейнах как на суше, так и в акваториях.

Физический смысл природы «термических куполов» – связи температурных максимумов и нефтегазоносных площадей заключается в том, что такие купола отражают сосуществование двух факторов: контраст теплопроводности слоев осадочного чехла и отклонение их залегания от плоскопараллельного, т.е. наличие структурно-теплофизических неоднородностей. Поэтому латеральное распределение температур в таких случаях фактически отражает локализацию структур-ловушек.

В данной работе мы рассмотрим только три примера термотомографического моделирования для осадочных «бассейнов нагрузки» (Западно-Арктический шельфовый бассейн и Прикаспийский бассейн, совпадающий с Прикаспийской впадиной) и «бассейнов растяжения» (Паннонская впадина).

В *Западно-Арктическом регионе* наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря, прилегающих к Канину п-ову, о-ву Колгуев и арх. Новая Земля, а также в Южно-Карской впадине. Это, естественно, вызывает появление положительных температурных аномалий на глубинных срезах. Амплитуда аномалий температуры относительно фоновых значений меняется от +20°C на глубине 3 км (при фоновых температурах 90-100°C) до +40°C на глубине 5 км (при фоновых температурах 125-140°C). Однако эти аномалии связаны не с вариациями теплового потока, значения которого отражены в табл.2, а с относительно пониженной теплопроводностью разреза, т.к. в сторону континента увеличивается мощность низкотеплопроводных осадочных пород и сравнительно низкотеплопроводного гранитно-метаморфического слоя. Рефракция глубинного теплового потока выражается в 3D распределении температур подъемом изотермических поверхностей в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря (рис.1), в том числе и тех, которые контролируют интервал катагенеза органического вещества. С этим, по-видимому, связана приуроченность найденных нефтегазовых месторождений к этому «температурному куполу», что хорошо видно на рис.1.

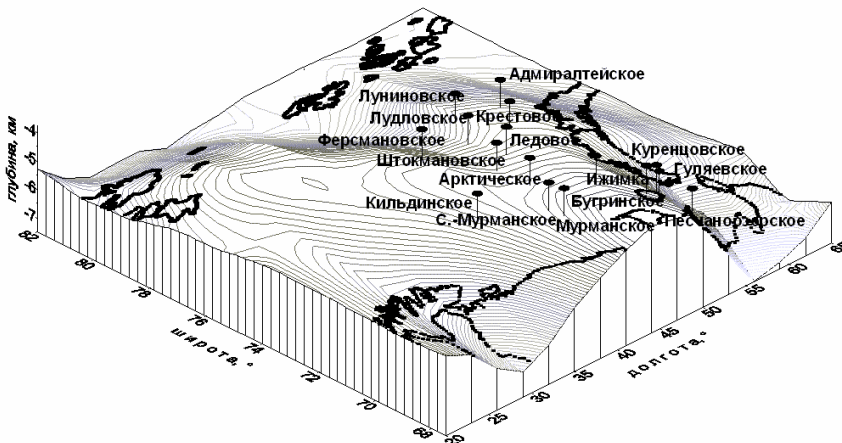


Рис.1. Положение изотермической поверхности 140°C и локализация (затемненные точки) месторождений углеводородов в восточной части Баренцева моря, приуроченная к «термическому куполу».

В Прикаспийской впадине основой для построения трехмерной картины геотермического поля явились данные термометрии скважин с равновесным (восстановившимся после процесса бурения) распределением глубинных температур, результаты измерения теплопроводности основных литологических групп терригенных и хемогенных пород, вскрытых бурением, а также структура коры, определенная по данным сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ.

Особенностью строения осадочного чехла Прикаспийской впадины является присутствие в нем эвапоритов кунгурского возраста, имеющих форму куполов и штоков вследствие тектонической и гравитационной неустойчивости. Они представлены, в основном, каменной солью с редкими включениями сульфатов и прослоями аргиллитов и песчаников. Углы падения слоев осадочных пород на бортах этих куполов изменяются от нескольких градусов до 75°, что связано с пластическим перемещением соли из межкупольных зон в ядра соляных массивов.

Теплопроводность каменной соли очень высока. Она составляет 5,0-5,5 Вт/(м·К), значительно превышая теплопроводность вмещающих терригенных пород, которая лежит в пределах 1,6-2,0 Вт/(м·К). Такой резкий контраст теплопроводности при крутых углах наклона границ раздела сред обуславливает сильное перераспределение глубинного теплового потока – он концентрируется в теле соляных куполов и, соответственно, уменьшается в межкупольных зонах. Такая рефракция теплового потока – главная причина локальных неоднородностей геотермического поля в районах солянокупольной тектоники.

Характер регионального распределения геотермического поля в Прикаспийской впадине был установлен трехмерной интерполяцией фактических данных по неравномерной сетке, «привязанной» к координатам скважин и простиранию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двухмерные расчеты глубинных температур. Параметры интерполяции задавались таким образом, чтобы избежать необоснованных фактическими данными скачков глубинных температур в межскважинном и межпрофильном пространстве.

В восточной части впадины температуры на глубине 2 и 3 км минимальны и составляют, соответственно, 40-45 и 60-65°C, а в районе Южной Эмбы и Мангышлака на тех же глубинах – 55-60 и 70-75°C. Это указывает на снижение теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины, причиной чего были нестационарные процессы экранирования глубинного теплового потока на Южном Урале и в Мугоджарах.

Как и в разбуренном интервале, температуры в земной коре до глубины 50 км плавно увеличиваются в юго-западном направлении. На границе Мохо температура в восточной части впадины составляет 400°C, совпадая с рассчитанной под складчатыми сооружениями Южного Урала и Мугоджар [8], но в Центрально-Прикаспийской депрессии и особенно в районе Южной Эмбы она несколько выше, достигая 450-500°C.

Поднимаясь от меридиана Мугоджар в западном направлении, изотермы образуют несколько куполов, вершины которых приурочены к районам Южной Эмбы, сора Мертвый Култук и Северного Мангышлака, а также Астраханского и Бузулукского сводовых поднятий [7].

Заметим, что и в Прикаспии проявляется пространственная ассоциация температурных куполов и зон промышленной нефтегазоносности, отмеченная выше в Баренцево-Карском регионе.

Паннонская впадина на территории Венгрии представляет собой наиболее изученный разносторонними геологическими, геофизическими и геохимическими исследованиями [9; и др.] бассейн, возникший благодаря растяжению литосферы. Оно началось здесь 20 млн. лет назад, приведя к подъему астеносферы, утонению коры до 25-30 км и компенсирующей аккумуляции мио-плиоценовых вулканогенно-осадочных толщ общей мощностью, по данным МОВ-ОГТ, до 7 км. Продуцировавший их вулканизм – наглядный результат разгрузки в бассейне глубинного тепломассопотока, что подтверждается геотермическими данными. Такие данные, полученные до наших исследований, были обобщены в монографии [10].

По этим данным, температуры в Паннонской впадине достигают 200°C на глубине 5 км, а среднее значение теплового потока составляет 101 ± 6 мВт/м² при локальных максимумах до 130-140 мВт/м² (рис. 2). Зона аномально повышенного теплового потока имеет северо-восточное простирание и протягивается в Закарпатскую впадину Украины. При таких высоких параметрах геотермического поля изотерма солидуса базальта может быть встречена здесь на глубине 40-50 км. Таким образом, Паннонская впадина – это термически активизированная в мио-плиоцене структура с аномально тонкой корой и литосферой. Пониженная вязкость разогретой литосферы обуславливает релаксацию в ней упругих напряжений. По-видимому, этим можно объяснить относительно пониженную сейсмичность района: в Паннонской впадине зафиксированы только единичные события с $M=4.0$ [10].

Для расчета глубинных температур в литосфере Паннонского бассейна и смежных территорий нами было проведено моделирование глубинных температур и теплового потока по сети сейсмических профилей, выполненных в период с 1980 по 2004 гг. группами

исследователей из Венгрии, Австрии, Чехии, Польши и Украины.

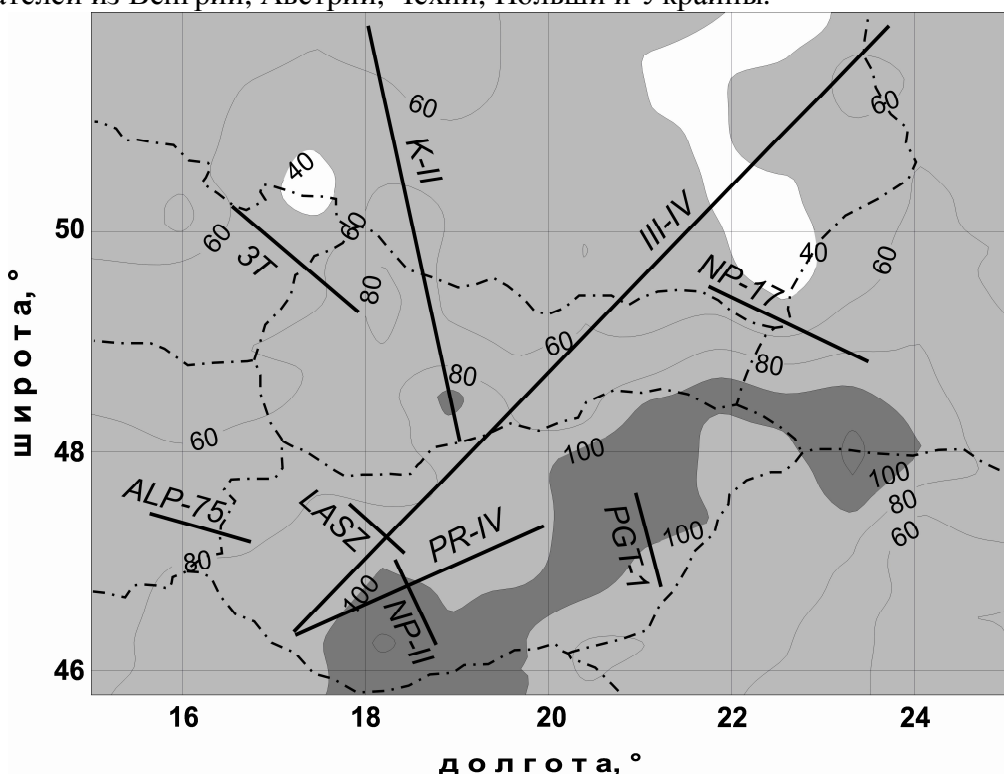


Рис. 2. Карта изолиний теплового потока в Центральной Европе и расположение профилей, использованных при геотермическом моделировании

Трехмерная модель, построенная методом объемной интерполяции по 2D-профилям (рис.3) выявила конфигурацию зоны утонения литосферы под Паннонским бассейном. На рис. 4 видно, что прогнозируемый под ним выступ субсолидусных температур продолжается в северо-восточном направлении под Закарпатскую впадину, где фиксируется существование локальной астенولينзы. По-видимому, проникновение фракционно расплавленного вещества под Закарпатскую впадину происходило не снизу, а со стороны Паннонского бассейна в конце миоцена, уже после образования астеносферного выступа под Паннонским бассейном. Следовательно, мы наблюдаем неостывшую астенولينзу под Закарпатской впадиной, что объясняет ее «локализацию». Термальная активизация обеих структур, выделяющая их на относительно спокойном геотермическом фоне Центральной Европы, проявляется не только в высоком кондуктивном тепловом потоке, но и выходах термальных источников,

а также проявлениях позднекайнозойского вулканизма.

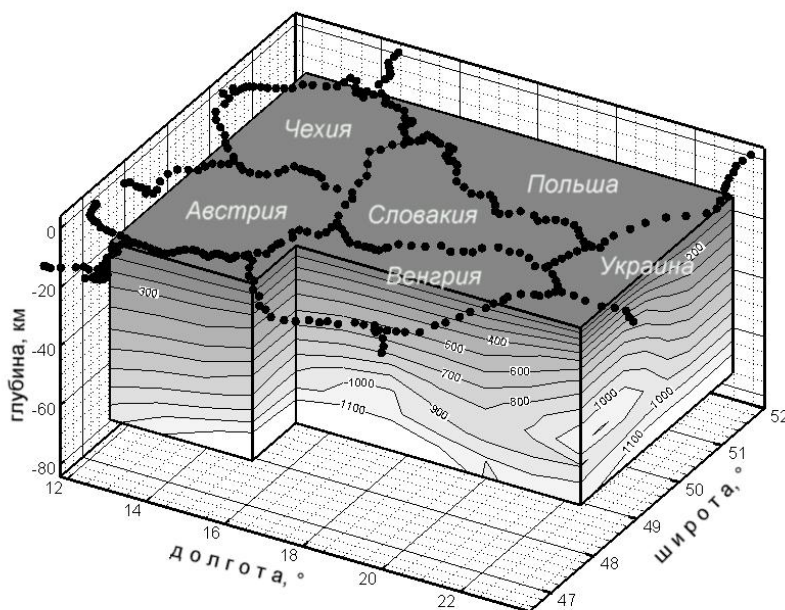


Рис.3. 3D-геотермическая модель Центрально-Европейского региона

Основной причиной резкого контраста теплового потока в разнотипных бассейнах является не разное время их заложения, а возраст и интенсивность тектоно-термальной активности, которая в пределах

Паннонского бассейна выразилась в подъеме кровли астеносферы и аномальном прогреве вышележащей толщи. Этим история литосферы Паннонского бассейна очень схожа с предполагаемой в Тирренском море, что давно отметили М. Боккалетти с соавторами [11]. По-видимому, можно констатировать определенное сходство геодинамических обстановок в «зонах рассеянного спрединга» и в недрах «осадочных бассейнов растяжения», хотя направленность эволюции тех и других требует дальнейших специальных исследований.

Под «бассейнами нагрузки» процессы, наблюдаемые в литосфере Паннона, даже в начале их прогибания не происходили. Возможно, что причиной прогибания там было утяжеление коры при эклогитизации ее нижних горизонтов. Эту модель в свое время предложили М.Е. Артемьев и Е.В. Артюшков для объяснения прогибания Байкальской впадины, а затем ее последовательно отстаивал Е.В. Артюшков [12], находя в гравиметрических данных признаки эклогитизации низов коры в разных бассейнах нагрузки.

Таким образом, главный вывод, вытекающий из геотермических исследований осадочных бассейнов – это заметное различие плотности теплового потока в бассейнах нагрузки и растяжения. В первых тепловой поток в чехле зависит от возраста фундамента, но подвергается влиянию поверхностных искажающих факторов, из которых главными являются структурно-теплофизические неоднородности, формирующиеся в условиях контрастной теплопроводности (особенно ярко это заметно в областях солянокупольной тектоники) и гидродинамический фактор. Это обуславливает появление локальных аномалий температуры в осадочном чехле, которые, как оказалось, пространственно совпадают с локализацией нефтегазоносных районов и месторождений. В бассейнах растяжения тепловой поток аномально высокий, и это связано с уменьшением мощности литосферы в них по сравнению с бассейнами нагрузки. Бассейны растяжения – это, по-видимому, структуры, соответствующие начальной стадии развития зон ареального спрединга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Осадочные бассейны: методика изучения, строения и эволюции / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Научный мир, 2004. 525 с.
2. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. 455 с.
3. Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы) // Автореф. докт. дисс. М.: МГУ, 2005. 42 с.
4. Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника, №1, 2004. С.63-72
5. Хуторской М.Д., Вискунова К.Г., Подгорных Л.В., Супруненко О.И., Ахмедзянов В.Р. Геотемпературная модель земной коры Баренцева моря: исследования вдоль геотраверсов // Геотектоника, №2, 2008. С.36-54.
6. Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника. 2003. №3. С. 79-96.
7. Хуторской М.Д., Тевелева Е.А., Цыбуля Л.А., Урбан Г.И. Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии - сравнительный анализ // Геотектоника, №4, 2010. С.3-19
8. Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН. 1996. 289 с.
9. Royden L.H., Horvath F. (Editors). The Pannonian Basin, a study in basin evolution // Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem. 1988. Vol.45. 394 p.
10. Lenkey L. Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. Netherlands Research School of Sedimentary geology, Amsterdam, 1999. 215 p.
11. Boccaletti M., Horvath F., Loddo M. et al. The Tyrrhenian and Pannonian basin: a comparison of two Mediterranean interarc basins // Tectonophysics, v.35. 1976. P. 45-69.
12. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 364 с.

УДК 550.34.4

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА ПО ДАННЫМ ГСЗ, ОГТ, МОВЗ И БУРЕНИЕ
ГЛУБОКИХ СКВАЖИН**

Н.В. Шаров

sharov@krc.karelia.ru

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

The results of the CDP, DSS, ECWM regional seismic and seismotomographic study of the Onega-Ladoga area, conducted in 1975-2002, are reviewed. Combined multi-wave studies are carried out to reveal the essential details of the deep structure of the earth crust and to better understand the nature of their seismic heterogeneity. The above methods add to each other. Based on DSS data, the velocity pattern of the crust and its blocks was elucidated and M-discontinuity was traced. Based on CDP data, inclined boundaries were located and correlated with geological structure. ECW sections characterize geospace both statistically (the position and number of boundaries, fault zones and blocky pattern) and dynamically (the tension and rigidity of contacts and fracturing). Seismic parameters are shown to be related to the geological structure of individual crustal blocks.

В последние годы в связи с возрастающим объемом глубинных исследований комплексом методов ОГТ, ГСЗ, МОВЗ, сейсмотомография активно обсуждается одна из актуальных проблем региональной геофизики – сопоставимость и достоверность получаемых данных о глубинном строении земной коры и верхней мантии. Обработка осуществляется с использованием P-S- и PS –волн широкого класса событий: далеких и близких землетрясений, а также промышленных и специальных взрывов, что позволяет изучить до глубины 100 и более в едином ключе строение консолидированной коры и верхней мантии. Интерпретация каждого вида данных многоволновой сейсмоки имеет свои методические особенности и дает представление о различных физических параметрах изучаемой среды.

Сопоставление разрезов ОГТ и ГСЗ показывает [1; 2], что тонкослоистая структура нижней коры видна на разрезах ОГТ, а при ГСЗ она может быть за пределами разрешенности метода. Поверхность М в ОГТ характеризуется сменой гетерогенного поля волн на область рассеянных площадок. Природа неоднородности в мантии может быть иной, чем в земной коре. Возможно, верхняя мантия анизотропна под границей М и там присутствуют зоны повышенной и пониженной скорости. Видимые отсутствия внутрикоровых границ, также как и их размытость по данным ОГТ в большей мере может быть связана со сложным рельефом границ (наклоном границ, изменением отражающих свойств, поглощения и др.), а также значительным ослаблением уровня сигнала с больших глубин. Малые базы суммирования по ОГТ не позволяют уверенно выделять глубинные границы в таких сложных геологических зонах, а зоны с большими углами наклона не могут быть выделены уже методически. Данные ГСЗ на близкритических и закритических отражениях (а также с учетом низких частот) по отношению к данным ОГТ на докритических отражениях являются более интегральными (осредняющими), но в то же время более достоверными, как при определении структуры границ М, так и средней скорости в земной коре и граничной скорости по поверхности М. Сочетание методов ОГТ и ГСЗ очень важно для понимания строения земной коры и верхней мантии региона. Их не надо противопоставлять, они дополняют друг друга.

Учитывая трехкомпонентную современную цифровую регистрацию сейсмических сигналов в широком динамическом диапазоне (130дб) и возможность расстановки станций с помощью спутниковой навигации, исследования МОВЗ-МРС (метод разведочной сейсмологии) приобрели весьма универсальную сейсмическую направленность. Появилась реальная возможность одновременного изучения строения земной коры от 0.4-0.5 км до верхов мантии (100 и более км) с помощью широкого спектра сейсмических источников

(специальные взрывы, карьерные и шахтные взрывы, пневмоизлучатели в акватории, близкие и далекие землетрясения, фоновые микросейсмические помехи). К сожалению, часто сравниваются просто глубинные разрезы, отражающие статическую картину. Это происходит по причине отсутствия каких-либо динамических или анизотропных характеристик среды на разрезах ОГТ, в то время как разрезы МОВЗ-МРС характеризуют геопространство как статически (положение и количество границ, блоковость, положение зон разломов практически любых углов наклонов, их трассировка на глубину и определение современной сейсмической активности), так и динамически – состояние напряженности, жесткость контактов, анизотропные свойства массивов, трещиноватость и т.д. Безусловно различная природа отраженной продольной (ОГТ) и проходящей обменной (МОВЗ) волн создают довольно часто (особенно в сложнопостроенном геологическом пространстве) рисунок «случайных» несовпадений. На деле оказывается, что значительный интерес представляет как совпадение границ, так и их расхождение, а совместный анализ результатов этих методов позволяет значительно приблизиться к строению и истории развития изучаемого геопространства.

Приведенные на рис. 1 сейсмические разрезы дают разные изображения земной коры. Разрез ОГТ (рис. 1а) описывает среду не по сейсмическим скоростям, а по числу и свойству отдельных отражающих элементов, по характеру их распределения в пространстве, по тонкой горизонтальной и вертикальной неоднородности среды. На разрезах ОГТ отмечаются «мутные» и «прозрачные» участки. По смене гетерогенности выделяются основные сейсмические границы, они чаще всего крутонаклонные, но имеются и субгоризонтальные границы. Среди последних наиболее протяженные границы прослеживаются в нижней коре на глубине 30 км. Граница М редко представлена четкими отражениями, обычно это граница между гетерогенной нижней корой и практически прозрачной верхней мантией. На

отдельных участках профиля вообще невозможно выделить эту границу [3].

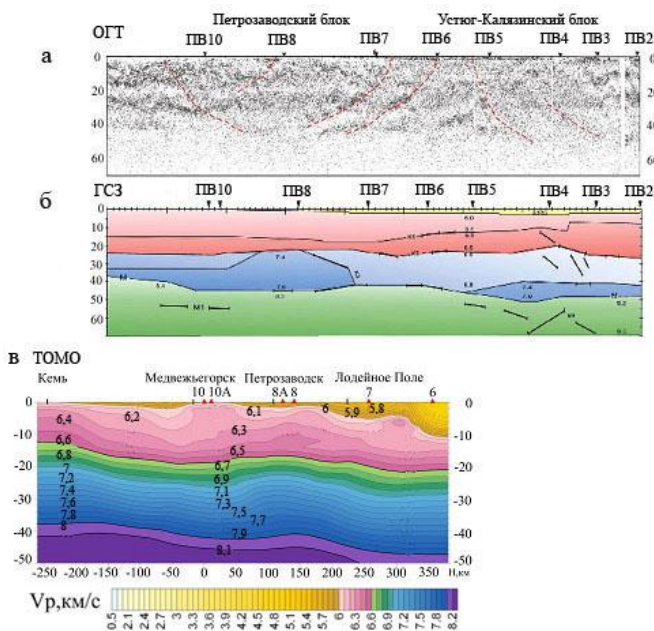


Рис. 1. Сейсмические разрезы по участку геотраверса 1-ЕВ, полученные методами ОГТ (а), ГСЗ (б) и томография (в). На рис. 1 а - пунктирными красными линиями отмечено глубинные нарушения и границы блоков коры; на рис. 1 б - тонкими линиями даны изолинии скорости (км/с), утолщенными - отражающие площадки, ПВ пункты взрыва; на рис. 1 в – сейсмотомографический разрез в изолиниях скорости (км/с).

Разрез ГСЗ (рис. 1б) представляет кору в виде скоростного разреза и нескольких субгоризонтальных границ [3], из которых подошва коры, граница М, является наиболее стабильной. Скоростной разрез в верхней коре спокойный, но существенно неоднородный в ее низах: мощность слоя со скоростями более 7,4 км/с меняется вдоль профиля от 0 до 20 км. Скорость вдоль границы М меняется от нормальной 8,0–8,1 км/с в центральной части профиля (Русская плита) до аномально высокой в северо-западной его части (Фенноскандинавский щит).

Сейсмотомографический разрез (рис. 1в) более дифференцированно характеризует верхнюю часть коры. На разных участках профиля скорость продольных волн изменяется от 5,1 до 6,3 км/с до глубины 10 км. Средняя и нижняя части земной коры освещены сейсмическими лучами (рис. б) менее надежно по сравнению с разрезом ГСЗ (рис. 1б).

В 1985 году ГП «Невскгеология», выполнила работы МОВЗ на профиле Мяндусельга-Вознесенье. Фрагмент этого профиля (Медвежьегорск-Петрозаводск) представлен на сводном разрезе только в статическом варианте (ввиду отсутствия динамических характеристик в материалах ОГТ). В 2001 году по этому же участку пройден геотраверс ОГТ 1-ЕВ ФГУ УГГП «Спецгеофизика». Сопоставление построенных разрезов представлено на рис. 2. На сводном разрезе по МОВЗ видна зона перехода кора-мантия, ограниченная поверхностями M_I (30-38 км) – кровля зоны перехода и M_{II} (40-46 км) – подошва зоны перехода, в то время как на разрезе ОГТ индексом М обозначена область, не имеющая параметрических данных и совпадающая то с границей M_{II} (север), то с M_I (юг). В земной коре прослежены различные варианты как совпадений, так и различий положения границ. По мнению авторов совпадающие границы – это границы со значительными перепадами скорости, так называемые «жесткие» границы. Блоки и зоны, выделяемые по комплексу волновых признаков в МОВЗ в материалах ОГТ либо весьма размыты, либо не обозначаются вовсе, что связано с невозможностью в ОГТ выделения границ и зон с углами наклона более

45°; в то время как в МОВЗ такие границы и зоны выделяются по целому комплексу признаков: топография границ, дифференцированная расслоенность, частотные и амплитудные спектры волн, обменоспособность среды и поляризационные свойства волновых полей.

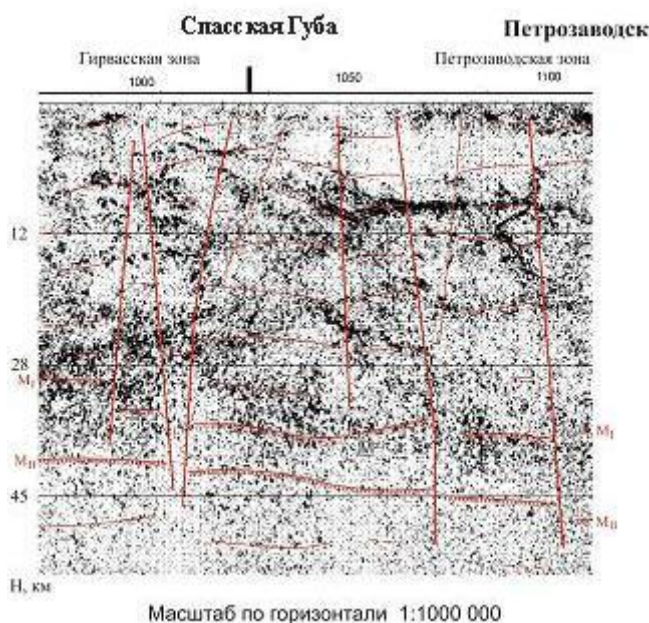


Рис. 2. Совмещенный глубинный разрез ОГТ (ФГУ УГГП «Спецгеофизика») и МОВЗ (ГП «Невскгеология») по участку геотраверса 1-ЕВ.

В результате анализа совместных материалов МОВЗ, ОГТ, ГСЗ и томографии можно утверждать, что только комплексный подход к построению глубинных сейсмогеологических разрезов

позволит приблизиться к пониманию тектонических процессов, как в современной земной коре, так и в протокоре. Взаимно выигрышная комбинация совместного использования Р, S, PS- волн. Компоненты поперечной и обменной волн позволяют определить иные свойства земной коры, чем волны сжатия-растяжения. Но ни один из этих компонентов в отдельности не позволяет дать объективную картину глубинного строения литосферы. Однако сочетание этих компонентов позволяет извлечь ту комплексную, более достоверную информацию, которая не доступна каждому из них по отдельности. Следовательно, данные различных сейсмических методов должны использоваться в комплексе для взаимного дополнения, информации о геологическом строении среды.

Список литературы

1. Строение литосферы Российской части Баренц региона / Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К.Гиллена. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. - 318 с.
2. Строение и динамика литосферы Восточной Европы, результаты исследований по программе EUROPROBE (Ред. А.Ф.Морозов, Н.В. Межеловский, Н.И. Павленкова). - М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС, 2006. - 735 с.
3. Сулейманов А.К., Заможная Н.Г., Павленкова Н.И., Комбинированные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ Восточно-Европейского кратона (профиль 1-ЕВ) // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. – С. 229-232.

УДК 550.837.6

**ИЗУЧЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА МЕТОДОМ
ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРЕ
РОССИИ**

Ю.Г. Шварцман*, **С.А. Изловский****, **Д.П. Горшков****

Shvartsman2007@yandex.ru, pinegadenis@yandex.ru

* - *Северный (Арктический) Федеральный университет, Архангельск,*

** – *Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск*

Abstract: This paper describes the hydrogeological features and the results of GPR sensing of natural and cultural heritage: the hydrothermal tract Pymvashor (Chernyshev Ridge), the island Anzer (Solovetsky Archipelago) and «Tarakanyi» log (south-east of the Belomorsko-Kuloyskoe plateau).

Цель работ: Изучение литологических особенностей подстилающих пород для выявления границ литологических слоев, определения уровня грунтовых вод, зон разломов, обводненных участков методом неразрушающего контроля – георадиолокации.

Задачи работы: провести георадиолокационное зондирование в пределах Европейского Севера России (гидротермальные источники Пымвашор гряды Чернышева, о. Анзер Соловецкого архипелага, «Тараканий» лог на юго-востоке Беломорско-Кулойского плато) и выявить на этих участках литологические и гидрогеологические особенности.

Термальные источники Пымвашор - памятник природы областного значения (Ненецкий автономный округ). Источники принадлежат к бассейну р. Адзвы – правого притока р. Усы. В геологическом плане район исследований относится к активной складчатой структуре – гряде Чернышева. Источники приурочены к полосе развития нижнекаменноугольных известняков. [3].

Остров Анзер - второй по величине остров Соловецкого архипелага расположен в 5 километрах к северо-востоку от Большого Соловецкого острова. Соловецкие острова – объект культурного наследия ЮНЕСКО. О. Анзер вытянут с запада на восток на 17 км. От других островов архипелага Анзер отделен проливом Анзерская салма [1]. Район исследования представляет собой побережье, образованное рядом морских террас.

Тараканий лог – памятник природы областного значения Архангельской области входит в Голубинский карстовый массив и расположен на северо-западе Русской равнины, на юго-востоке Беломорско-Кулойского плато. Тараканий лог - это каньон в гипсовом скальном массиве длиной более 2 км. Высота стенок достигает 35 метров. Ширина примерно 100 метров. Сечение лога U-образное. Исследования, приведенные в статье, проводились на правом борту лога.

Целью метода георадиолокации является определение положение границ раздела или локальных объектов в изучаемых отложениях. При выделении комплексов пород необходимо установить и проследить в их кровле и подошве несогласные границы [2, 4]. Такими границами раздела в исследуемых средах могут являться контакт между сухими и влагонасыщенными комплексами, контакты между породами различного литологического состава и т.д. [2]. При изучении структуры подстилающих пород ландшафтов использовался георадар SIR – 3000 с георадиолокационными низкочастотными экранированными антеннами Subecho-40, Subecho-70. Технические характеристики антенн позволяют производить зондирование до глубин 35 и 25 м соответственно и устанавливаются на специальной тележке, снабженной одометром, что позволило корректно установить протяженность георадиолокационных профилей. Обработка данных проводилась в программном обеспечении «Radan 6.5» с применением методов деконволюции и преобразования Гильберта.

На исследуемых территориях авторами были выполнены георадарные профили с дублированием на разных глубинах и показателем диэлектрической проницаемости от 8 до 12 ед. Три разреза приведены и анализируются в статье.

Типичный разрез урочища Пымвашор и сопредельных территорий характеризуется многократным чередованием песчаных и глинистых, изредка известковистых пород общей мощностью около 80 м, обнажающихся почти непрерывно по берегам р. Адзвы. По данным геологических разрезов в урочище Пымвашор отложения до 35 м представлены мелкокристаллическими светло-серыми известняками, которые выделены однородным массивом, с единой литологией и стратиграфией, что в целом при отрицательных температурах сказывается на прохождении сигнала через породы и затрудняет интерпретацию полученного материала.

На рисунке 1А представлен фрагмент георадиолокационного профиля, проходящего через выходы на дневную поверхность термальных источников Пымвашор, с выделенными авторами литологическими горизонтами. На рисунке 1А границы, показанные точками, разделяют влагонасыщенные светло-серые известняки, песчаники (верхняя часть профиля) от аргиллитов со слоистыми известняками. Хорошо выделяются обводненные зоны разгрузки термальных вод, границы которых показаны сплошной линией, в пределах вертикальных разломов, проникающих сквозь эти зоны. По этим каналам, уходящим глубже 35 м, поднимаются термальные воды. Границы между литологическими подразделениями четкие. На рисунке 1Б представлена георадарограмма этого же профиля, обработанная методом деконволюции. Использование метода деконволюции усложняет интерпретацию профиля, так как значительное увлажнение территории при обработке данным методом считается кратными волнами, и интенсивность увлажнения на георадиолокационном профиле существенно снижается.

На рис. 1В представлен тот же георадиолокационный профиль с выполненным преобразованием Гильберта. Применение этого метода обработки существенно подчеркивает границы между литологическими слоями и упрощает дальнейшую его интерпретацию, так как мгновенная частота указывает на участки записи с различным частотным составом, что не так четко наблюдается на исходной георадарограмме.

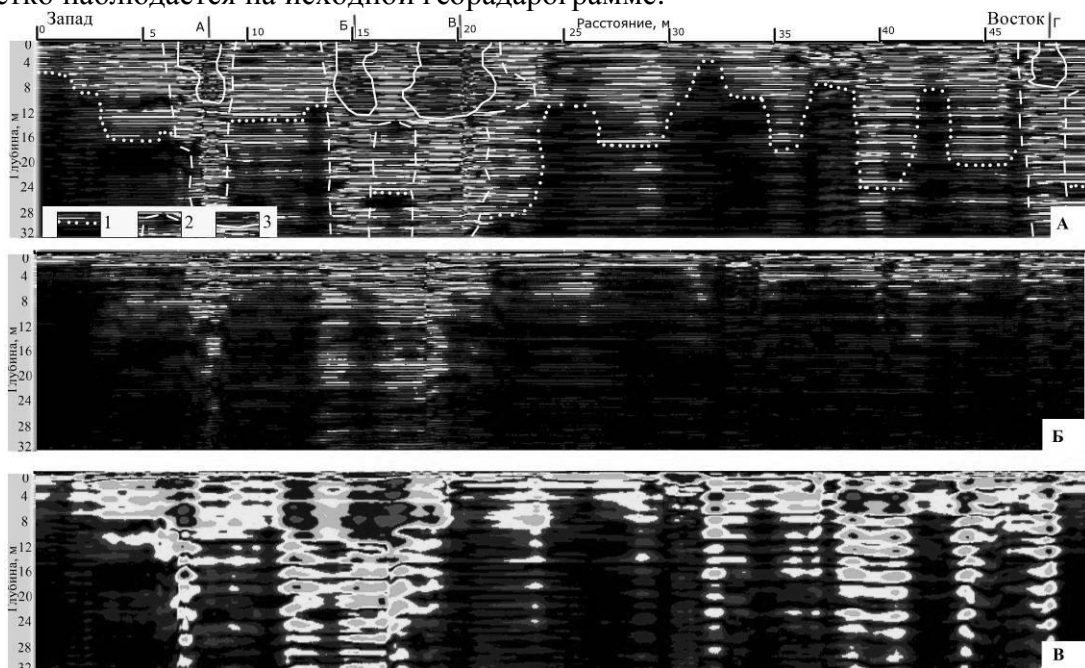


Рис. 1. Фрагмент георадарограммы на участке скального массива через горячие источники в урочище Пымвашор. А – Фрагмент георадарограммы (без математической обработки) с интерпретацией авторов. Условные обозначения. Границы: 1 – разделяющие влагонасыщенные светло-серые известняки, песчаники от аргиллитов со слоистыми известняками; 2 – вертикальных каналов, по которым поднимаются термальные воды, 3 – наиболее обводненных зон в пределах вертикальных каналов. Источники: А – 1, Б – 2, В – 3, Г – 4. Б – Фрагмент георадарограммы с обработкой методом деконволюции. В – Фрагмент георадарограммы с преобразованием Гильберта.

На рисунке 2 показана георадарограмма, полученная на морской террасе о. Анзер в районе

Капорской Губы. Сканирование осуществлялось до глубины 25 м. Длина профиля составляет 42 м. Отчетливо видны горизонты мощностью до 2,5 м, имеющие косое залегание и располагающиеся на глубинах от 9 до 24 м.

На рисунке 2Б видна явная неоднородность слоев, смятость в складки и косое залегание пород, которое связано с уровнем отложений береговых террас в различные этапы регрессий и трансгрессий Белого моря. На георадарограмме с преобразованием Гильберта на глубине 12,5 м отчетливо видна V – образная структура с наличием обводненности в нижней ее части. Здесь на слабодренированных пологих склонах гряд формируются маломощные слабоподзолистые каменисто-песчаные почвы, а в межрядовых впадинах – болотно-подзолистые или торфяно-глеевые.

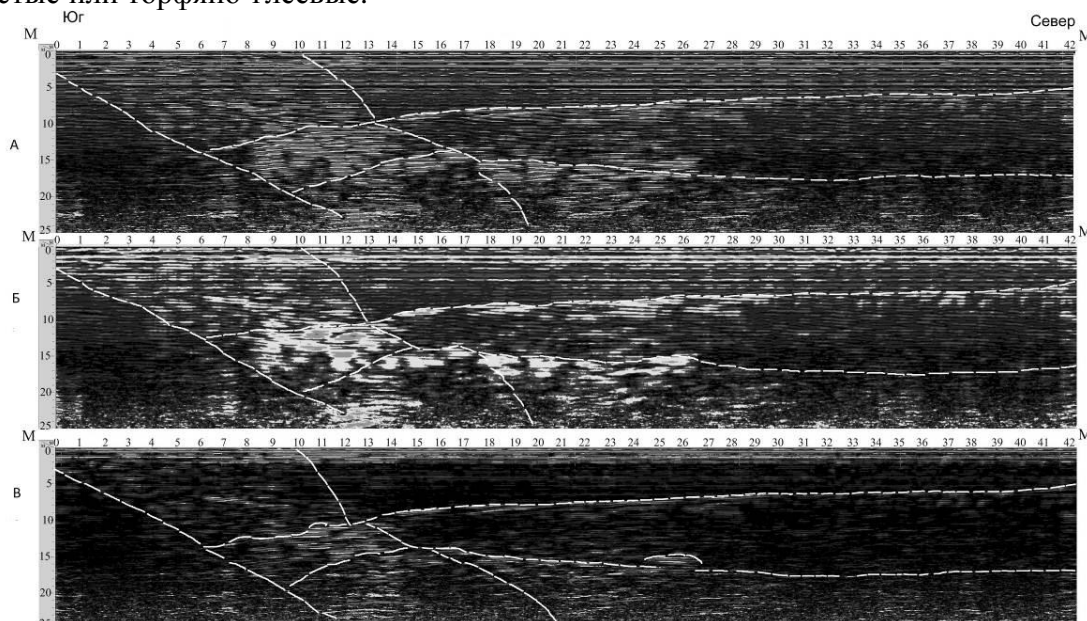


Рис. 2 – Фрагмент георадарограммы участка морской террасы на острове Анзер. Белым пунктиром показана структура, сформировавшаяся при пересечении субгоризонтально залегающих пород субвертикальным блоком, возможно обводненным, А - наблюдаемые данные, Б – обработанные преобразованием Гильберта, В – обработанные методом деконволюции.

Георадиолокационное зондирование было выполнено на правом борту Тараканьего лога. В этом типе разреза мощность четвертичных отложений очень мала (до 10 м). Подстилающие породы представлены гипсами и ангидритами с прослоями доломитов, песчаников и алевролитов, и карбонатных пород нижней перми. На георадиолокационном профиле на глубине 10 м наблюдается четкая граница литологических горизонтов, отделяющая увлажненные пески от карбонатных пород. До трех метров породы однородны и представлены супесями, песчано-суглинистыми супесчано-суглинистыми формациями. В верхней части георазреза, до глубины 0,6 м. выделяется почвенный горизонт. Уровень грунтовых вод располагается на глубине трех метров. Водовмещающими породами являются пески и супеси, содержащие преимущественно порово-трещинные воды.

Георадиолокационные исследования позволили выделить границы литологических слоев, подчеркнуть гидрогеологические особенности исследуемых территорий (уровень залегания грунтовых вод, обводненные зоны), выделить субвертикальные зоны повышенной неоднородности (раздробленности).

ЛИТЕРАТУРА

1. Природная среда Соловецкого архипелага в условиях меняющегося климата. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 184 с.
2. Старовойтов А.В. Интерпретация георадарных данных. М.: МГУ, 2008. 192 с.
3. Функционирование субарктической гидротермальной экосистемы в зимний период. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 252с.
4. Daniels D. Ground-penetrating radar. 2nd ed. The Institution of Electrical Engineers, London, United Kingdom, 2004. 734 p.

УДК 550.837

**МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ АНОМАЛИЙ МАГНИТНОГО
ПОЛЯ ОТ ЛОКАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ ПРИ ДИПОЛЬНОМ
ИНДУКТИВНОМ ПРОФИЛИРОВАНИИ**

А.Ф. Шестаков, В.Ю. Горшков

vitalaa@yandex.ru

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Abstract. The results of mathematic modeling of the magnetic field anomalies of extended conductive objects, located in half-space, excited by vertical magnetic dipole are presented.

Применение индуктивных методов наземной электроразведки для решения задач геоэлектрического картирования базируется в большинстве случаев на модели плоскостойкого полупространства, для определения параметров которой разработаны различные методики частотных и индукционных зондирований [1].

Известно, что наличие локальных неоднородностей, отличающихся по электропроводности от зондируемой области геосреды, может оказать значительное помехообразующее влияние на результаты одномерной интерпретации в рамках плоскостойкой модели из-за искажений, вносимых в измеряемые составляющие электромагнитного поля.

Поскольку для модели горизонтально-слоистой среды, возбуждаемой вертикальным магнитным диполем (ВМД), азимутальная компонента H_φ нормального магнитного поля равна нулю, то любое отклонение от такой модели, вызванное горизонтальными неоднородностями среды или локальным объектом, контрастным по электропроводности с вмещающей средой, неизбежно проявится в аномальном эффекте H_φ .

В качестве количественной характеристики влияния горизонтальных неоднородностей среды, в работе [2] предложено использовать параметр $\delta = |H_\varphi| / |H_r| * 100\%$, учёт которого необходим для оценки применимости модели горизонтально-слоистой среды при решении обратной задачи зондирования. Поскольку этот параметр характеризует признак отклонения зондируемой области геосреды от одномерной модели, то на основе этого критерия была разработана методика площадных индукционных исследований резко неоднородных геоэлектрических сред [3] с использованием вертикального магнитного диполя в качестве источника электромагнитного поля.

Вместе с тем, следует отметить, что изучение основных особенностей проявления аномального эффекта от локальных неоднородностей среды, возбуждаемой ВМД, является важным не только для проработки методических вопросов проведения индукционных зондирований, но также и для непосредственного применения способа наземной электроразведки, относящегося к категории «чистой аномалии» [4]. Этот способ первоначально появился в индуктивной электроразведке на переменном токе (в частности, электромагнитном профилировании методом индукции) при поисково-картировочных исследованиях и несколько позднее стал развиваться применительно к решению инженерно-геологических задач.

Изучение характера проявления аномального эффекта в различных составляющих электромагнитного поля, возбуждаемого в проводящей среде с локальной неоднородностью (контрастной по электропроводности), проводилось на основе математического моделирования.

Ранее [5] при расчётах элементов электромагнитного поля в качестве моделей было рассмотрено проводящее полупространство с локальными объектами в форме куба и размерами, соизмеримыми с глубиной залегания при закреплённом источнике возбуждения поля в варианте дистанционного зондирования. В настоящей работе в качестве модельных неоднородностей предложены линейные протяжённые объекты, образованные совокупностью кубов, расположенных на одинаковом удалении от границы

полупространства, при закрепленном и перемещаемом (параллельно оси X) источнике возбуждения поля в варианте профилирования.

Результаты математического моделирования показали, что аномальный эффект, обусловленный локальным проводящим объектом, возбуждаемым вертикальным магнитным диполем, наиболее сильно выражен в мнимых составляющих горизонтальных компонент магнитного поля. Ниже представлены графики распределения компонент суммарного магнитного поля, нормированных на максимальное значение модуля горизонтальной составляющей, при поперечном удалении объекта (от -3.5 до 4.5 м по оси X , от -2 до 2 м по оси Y , от -1.5 до 2.5 м по оси Z) на расстояние 4 м от фиксированного источника (ВМД) с координатами $[0, 0, 0.5]$. При расчетах приняты следующие характеристики объекта, вмещающей среды и источника электромагнитного поля: $\omega = 500$ Гц; $\rho_T = 0,02$ ом.м; $\rho_{\text{пн}} = 100$ ом.м; $\mu_T = \mu_{\text{пн}} = \mu_0 = 1$.

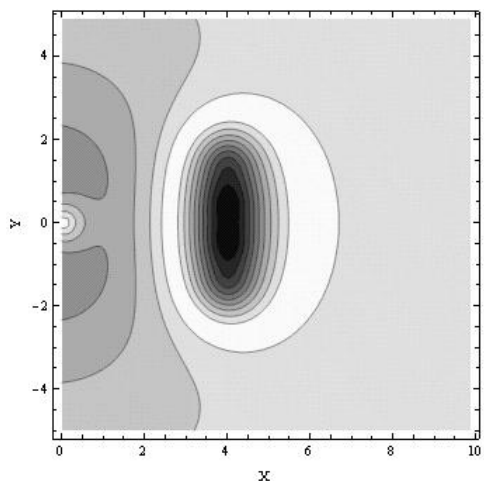


Рис. 1.

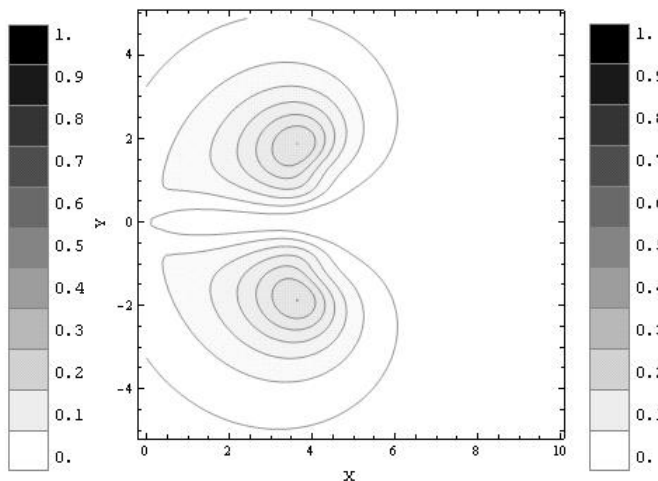


Рис. 2.

На рис. 1-2 представлено распределение модульных значений радиальной (H_r) и азимутальной (H_ϕ) компонент суммарного магнитного поля в горизонтальной плоскости, расположенной на одной высоте с источником. Следует отметить, что расстояние между экстремумами азимутальной составляющей поля сравнимо с удвоенной глубиной залегания модельного объекта, а их расположение приурочено к проекциям его концов на горизонтальную плоскость.

Ниже представлено распределение нормированных модульных значений радиальной H_r (рис. 3, 5) и азимутальной H_ϕ (рис. 4, 6) составляющих суммарного магнитного поля для случая профилирующей установки с плечом 2 м, при различном расположении объекта.

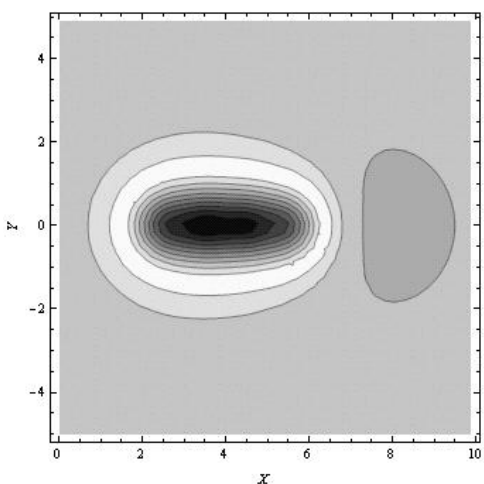


Рис 3.

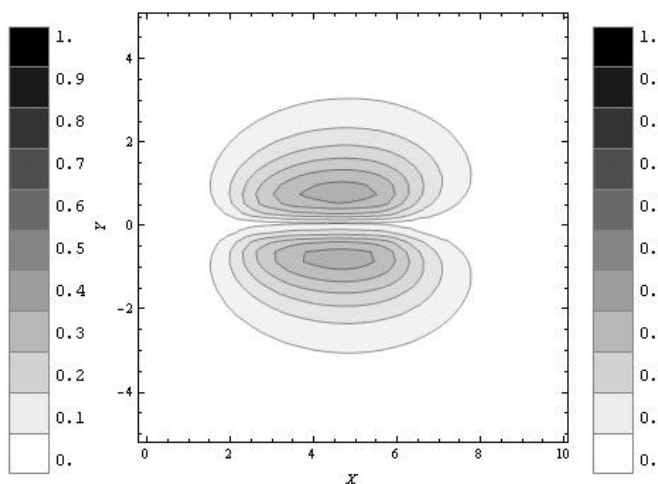


Рис 4.

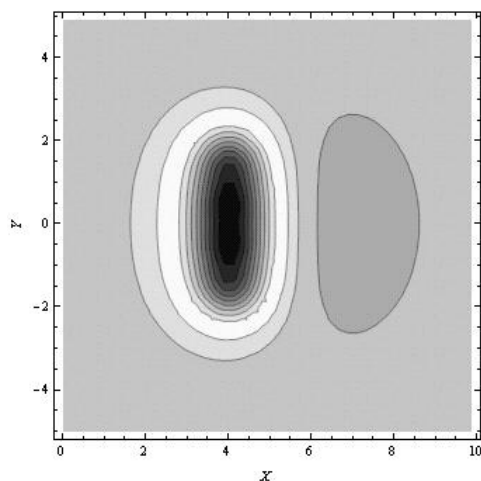


Рис 5.

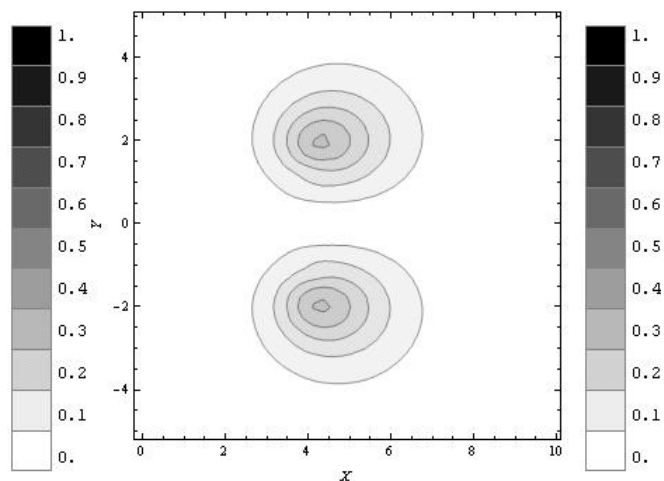


Рис 6.

В отличие от варианта зондирования, аномальный эффект в радиальной составляющей поля более выражен на фоне нормального поля источника и дает представление о локализации объекта в плане.

При профилировании вкрест протяженного объекта, экстремумы азимутальной составляющей поля, как и в варианте зондирования, приурочены к проекциям концов объекта на горизонтальную плоскость, однако из-за меньшего расстояния между источником поля и приемником сигнала, аномальный эффект выражен сильнее.

При поисковых электроразведочных работах с использованием ВМД в качестве источника, выявленные особенности морфологии аномального поля могут составить первичную экспресс-информацию о расположении геоэлектрической неоднородности среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Электроразведка: Справочник геофизика / Под ред. В.К. Хмелевского и В.М. Бондаренко. Книга первая. – М.: Недра, 1989. – 438 с.
2. Хачай О.А. Об усовершенствовании методики площадных индукционных исследований на россыпных месторождениях / Хачай О.А., Бакаев В.П. // Известия вузов. Горный журнал, 1994. №1. С. 8-13.
3. Хачай О.А. Опыт площадных индукционных исследований резко неоднородных геоэлектрических сред / Хачай О.А., Новгородова Е.Н. // Физика Земли. 1997. №5. С.60-64.
4. Тархов А.Г. Об электроразведочных методах чистой аномалии // Известия АН СССР. Сер. геофизическая. 1957. №8. С. 979-989.
5. Горшков В.Ю. Математическое моделирование электромагнитных аномалий в поле вертикального магнитного диполя над проводящим полупространством с локальной неоднородностью // Материалы XIV Всероссийской молодежной научно-практической конференции. – Пермь, 2013. С. 65-69.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА ТЕМПЕРАТУРЫ В СКВАЖИНЕ KUN-1 ОСТРОВ КУНАШИР

А.К. Юрков¹, Д.Ю. Демежко¹, А.Д. Дучков², В.Г. Корсунцев³

¹ *Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН*

² *Институт нефтяной геологии и геофизики ДВО РАН*

³ *Геофизическая служба РАН*

Аннотация. Приведены результаты температурного мониторинга в скважине Kun-1 (остров Кунашир). Впервые показано наличие квазипериодических затухающих колебаний температуры и вновь возникающих в моменты некоторых землетрясений.

Abstract. Results of temperature monitoring in a well Kun-1 (Kunashir island). For the first time demonstrated the existence of quasi-periodic damped oscillations of temperature and re-emerging in some moments of earthquakes.

Работы по изучению изменений геодинамической обстановки на Южных Курилах по температурным измерениям в скважинах начались с 2006 года. Физическими предпосылками таких работ явилась возможность индикации стационарно расположенными по стволу скважины температурными датчиками перетоков пластовой жидкости между водоносными горизонтами при изменении порового давления. К настоящему времени проведены температурные измерения в скважинах, расположенных на островах Сахалин, Кунашир, Шикотан и Итуруп. Температурные вариации по скважинам различным образом реагируют на изменения геодинамической обстановки в зависимости от технического состояния скважины и геологического строения данного района.

В работе [1] проведен анализ возможных причин, влияющих на информативность температурных измерений при изучении геодинамической обстановки. Из семи скважин, в которых проводились температурные измерения, наиболее информативной оказалась скважина Kun-1 (о. Кунашир). По ней получены многолетние температурные ряды, анализ которых совместно с произошедшими землетрясениями, позволил выявить ряд закономерностей изменений температуры перед тектоническими событиями.

Первоначально температурный мониторинг в скважине Kun-1 проводился 8 и 16-канальными температурными станциями с термисторными датчиками. По результатам исследований было установлено, что температурные вариации в скважине обусловлены в основном тремя причинами – влиянием лунно-солнечных приливов, движением жидкости в результате тепловой конвекции и тектоническими процессами. Причем водоносные горизонты в разрезе скважины обладают разной чувствительностью ко всем этим факторам (рис. 1).

С учетом полученных результатов, дальнейшие измерения проводились на горизонтах 239, 240, 241, 260 и 280 метров. Близкое расположение трех датчиков на глубинах 239-241 м позволило, за счет осреднения данных, снизить влияние конвективных движений по скважине. Приливная составляющая на этих глубинах составляет небольшую часть от общей амплитуды вариаций. Для контроля работы термисторных датчиков на глубине 240 м был установлен высокостабильный кварцевый термометр с чувствительность около $0,001\text{ }^{\circ}\text{C}$ и независимым каналом передачи данных. Результаты мониторинговых измерений температуры показали, что косейсмическая реакция гидродинамического поля (движение жидкости по скважине) на сейсмическое событие наблюдается в случаях, когда отношение магнитуды землетрясения к логарифму расстояния до эпицентра больше 2,5. Эта величина совпадает с эмпирической зависимостью ($M \geq 2,5 \log R$) отражения тектонических событий в реакции гидрогеодинамического поля, полученной Кингом для центральной Японии [3].

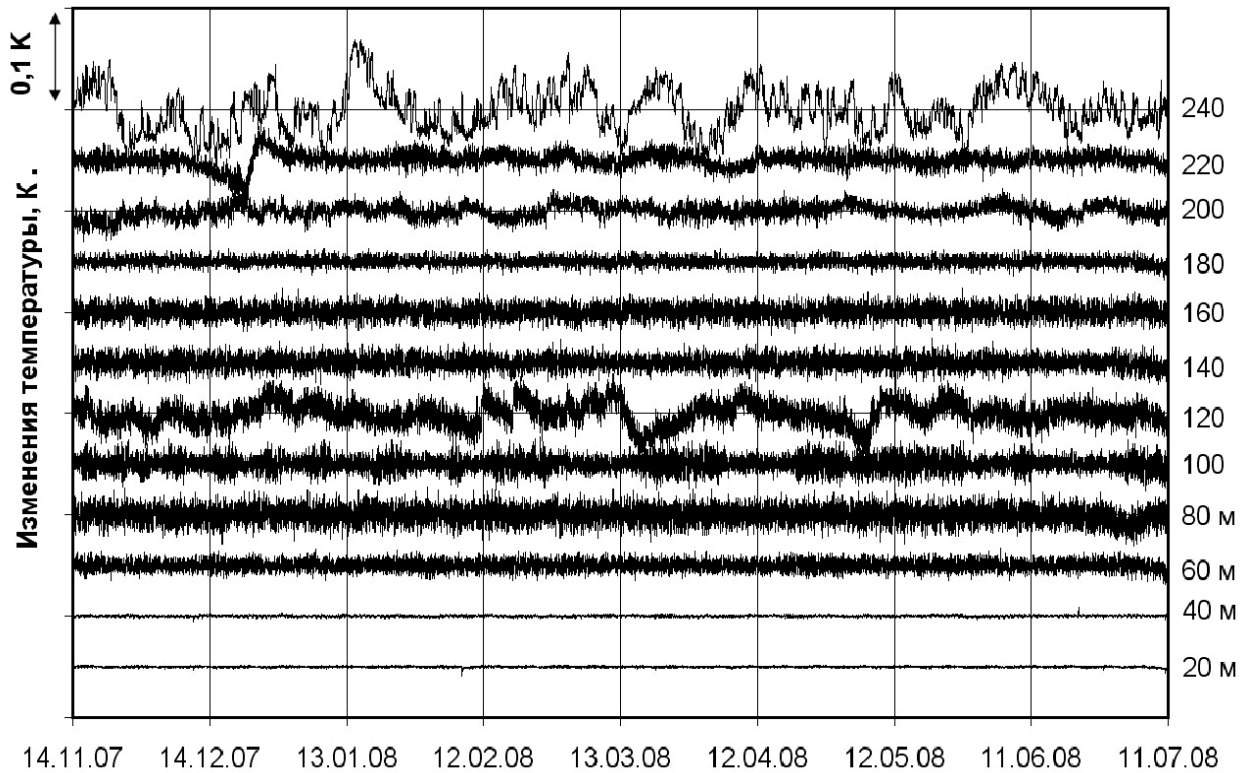


Рис.1. Температурные вариации по скважине Kun-1 (о. Кунашир) [2]

Наиболее интересным, с точки зрения интерпретации, было поведение температуры перед землетрясением Тохоку (Рис.2). Устойчивое снижение температуры наблюдалось в течение 5 месяцев и событие произошло при достижении значения температуры $25,8^{\circ}\text{C}$, как и при землетрясении магнитудой 5,0 (09.10.10).

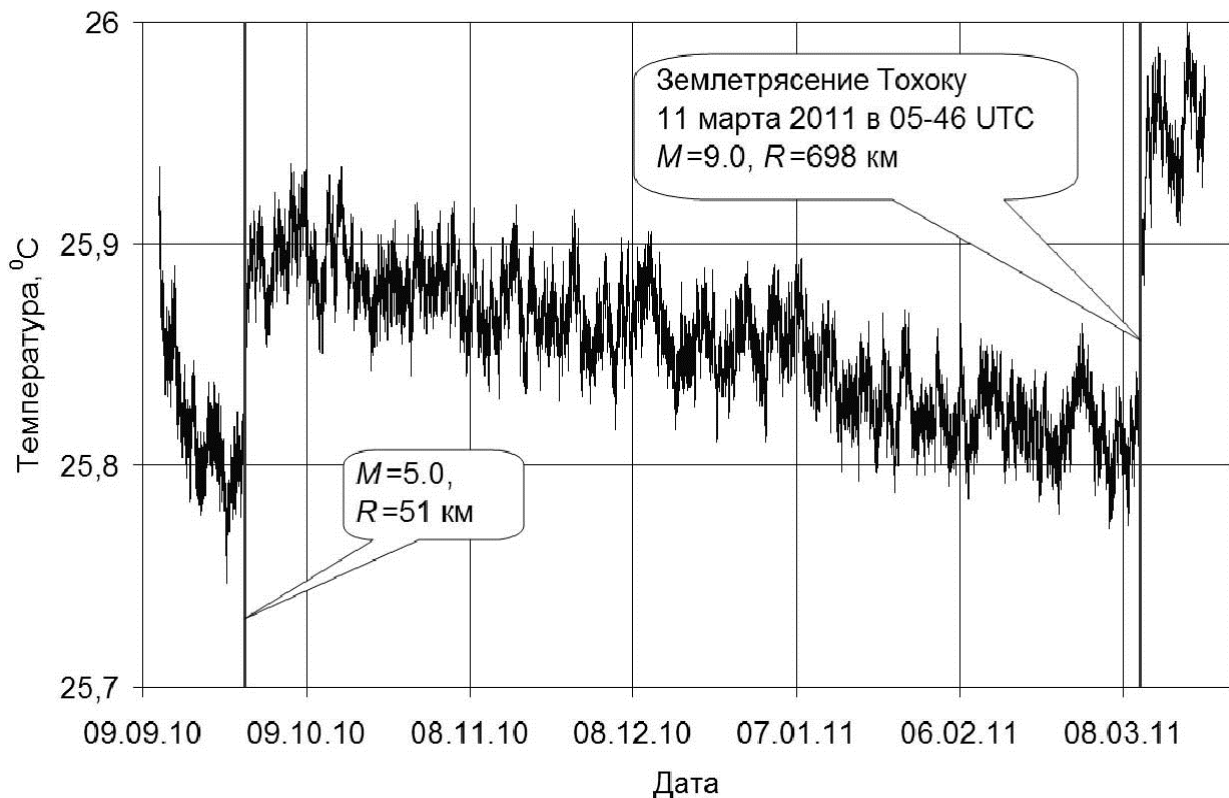


Рис.2. Изменения температуры на глубине 240 м. в скважине Kun-1 (о. Кунашир) перед землетрясением Тохоку [5]

Следует отметить, что после землетрясения Тохоку температура вернулась практически на первоначальный (до начала снижения) уровень, а последовавшее затем новое снижение температуры не закончилось тектоническим событием. По критерию отношения магнитуды к логарифму расстояния землетрясение Тохоку имеет величину 2,9. Теоретическая деформация земной коры, рассчитанная по модели И.П.Добровольского [4] ($\lg e = 1.24M - 3\lg R - 7.98$. Где M -магнитуда, R -расстояние) и экспериментально полученная на основе расчета приливной температурной деформационной чувствительностью, совпадают, если в расчетной формуле заменить множитель 3 перед логарифмическим членом на 1,5. Это значит, что величина деформаций уменьшается пропорционально не R^3 , а $R^{1.5}$. Множитель 3 был взят в модели И.П.Добровольского в предположении, что передача деформаций происходит по всему объему горных пород. Замена его на величину 1,5 свидетельствует о возможно иной геометрии передачи деформаций.

Ход температурных вариаций до- и после землетрясения Тохоку имел вид плавных изменений, осложненных конвективной составляющей. Изменение характера температурных вариаций произошло 21 октября 2012 года. После землетрясения на о. Хоккайдо (21.10.2011, $M=6,2$, $R=270$ км) температурными датчиками, расположенными в интервале 239-260 м., были зарегистрированы периодические температурные колебания с амплитудой до $0,2$ °С и периодом от 17 до 24 часов (рис.3).

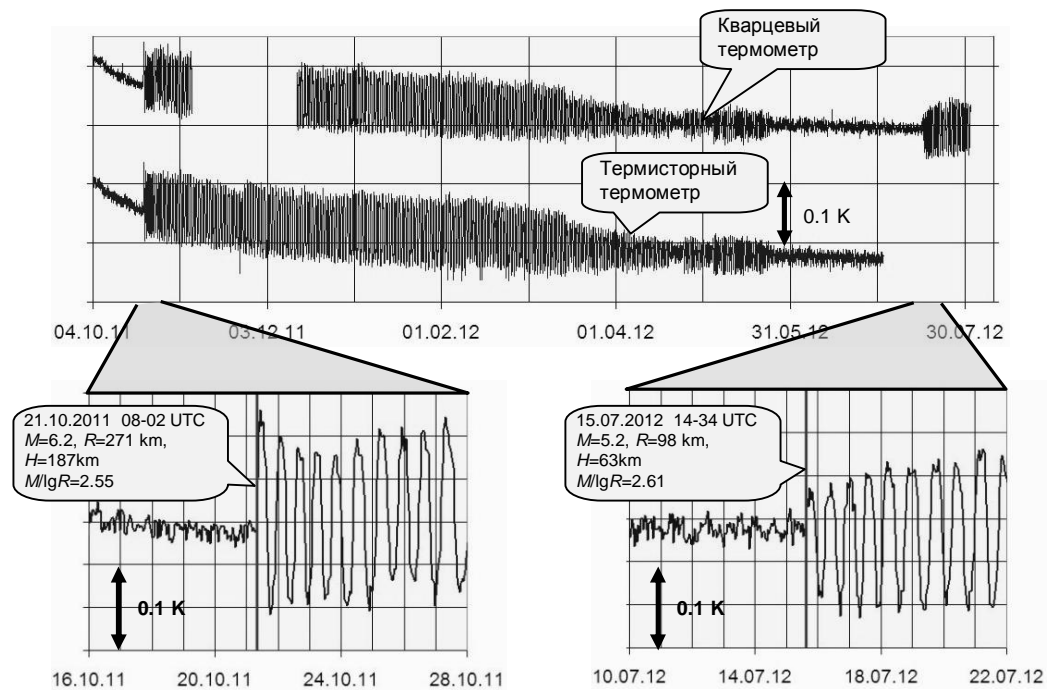


Рис. 3. Изменения температуры, зарегистрированные в период октябрь 2011 – июль 2012г. на глубине 240 м в скважине Куп-1 термисторным и кварцевым термометрами (верхний рисунок) и детализация температурной записи в периоды проявления наиболее сильных землетрясений

К середине мая 2012 года эти колебания полностью затухли и вновь начались после землетрясения 15.07.2012 ($M=5,2$, $R=98$ км). В каждом цикле этих колебаний, продолжающемся несколько месяцев, наблюдается достаточно быстрое, в течение нескольких суток, увеличение периода с 17 до 24 часов и последующее медленное уменьшение до 17 часов (рис.3). Подобный характер температурных вариаций с амплитудой, на порядок превышающей приливные колебания, ранее никем не был отмечен. По нашему предположению, эти колебания не связаны с деформационными процессами, а скорее отражают активизацию геотермальной системы вулкана Менделеева, находящегося в 8 км от

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

наблюдательной скважины. Подтверждением этому предположению могут служить периодические колебания давления пара с 2012 г., регистрируемые на геотермальной станции расположенной на склоне вулкана. В то же время, температурные вариации на глубине 280м не обнаруживают описанной выше периодичности. В их спектре присутствуют приливные гармоник, тепловой шум, обусловленный свободной тепловой конвекцией и медленные деформационные изменения.

Обнаруженное явление периодических изменений температуры, возникающих в моменты некоторых землетрясений, указывает на комплексный характер температурных колебаний в сейсмически и вулканически активных районах и требует дальнейшего изучения.

Работа выполнена частично при поддержке проектов фундаментальных исследований, выполняемых совместно с организациями УрО РАН и СО РАН 12-С-5-1023 и Программы №4 Президиума РАН проект 12-П-5-1018.

Список литературы:

1. Юрков А.К., Уткин В.И., Демежко Д.Ю. Особенности и перспективы применения радоновых и гидрогеодинамических исследований для изучения изменений геодинамической обстановки.// Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые чтения Ю.П.Булашевича. Екатеринбург.2009, С.565-570.
2. Демежко Д.Ю., Юрков А.К, Уткин В.И., Климшин А.В. О природе температурных вариаций в скважине Kup-1 (о.Кунашир). // Геология и Геофизика, том 53, 2012. С.406-414.
3. King С.-Y., Azuma S., Igarashi G., Ohno M., et al. // J.Geophys. Res. 1999. V.104. № В6. P. 13073-13082.
4. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М., ОИФЗ АН СССР, 1991, 217с.
5. Демежко Д.Ю., Юрков А.К., Уткин В.И., .Щапов В.А. Температурные изменения в скважине Kup-1 (о.Кунашир) вызванные землетрясением Тохоку (11.03.2011г., М=9.0).// ДАН, 2012, том 445, №2, С.200-204.

УДК.550.504

ВАРИАЦИИ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА И АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ ОБРАЗЦА

А.К. Юрков, И.А. Козлова

ikozlova75@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Аннотация. Исследуются вариации объемной активности радона-222 в образце керна при одноосном сжатии. Приведены экспериментальные результаты лабораторных исследований измерения объемной активности радона и акустической эмиссии.

Abstract. Investigated the variation of volume activity of radon-222 in the core sample under uniaxial compression. Presented the experimental results of laboratory researches of measuring the volumetric activity of radon and acoustic emission.

Целью данной работы является изучение изменения эманулирующей способности образцов горных пород под воздействием одноосного сжатия по измерениям объемной активности радона (ОАР) и акустической эмиссии (АЭ).

В лабораторных условиях была собрана установка (рис.1), состоящая из радиометра радона AlphaGUARD, прессы ZARZAD SPRETU NK18, акустического двухканального регистратора РДА-4п, датчиков акустической эмиссии, насоса и герметичной камеры для образцов.

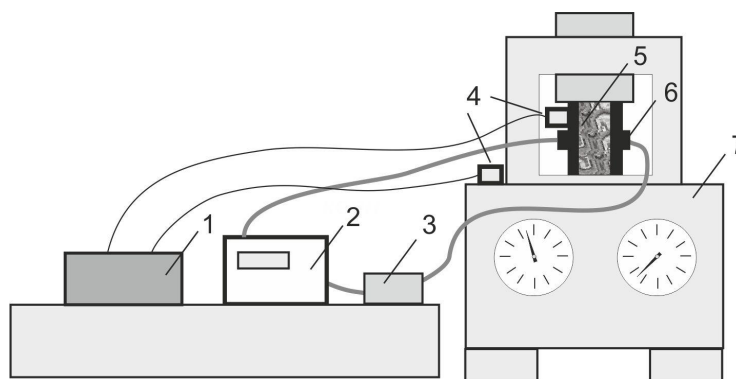


Рис. 1. Схема лабораторной установки для измерений объемной активности радона в циркуляционном режиме при одноосном сжатии: 1 – регистратор РДА-4п, 2 – радиометр радона AlphaGUARD, 3 – насос, 4 – акустические датчики, 5 – образец керна, 6 – камера для образцов, 7 – пресс ZARZAD SPRETU NK18

Образец керна (длиной 8-10 см, диаметром 4-6 см.) в форме цилиндра с параллельными плоскостями помещался в камеру. Для установления равновесия между эманулирующим радоном и его распадом, образец выдерживался в камере от 14 до 24 дней. Собранная лабораторная установка позволяет проводить измерения объемной активности радона (ОАР) в непрерывном режиме, применяя циркуляционную схему измерений. Акустическая эмиссия измерялась в моменты увеличения давления на образцы в течение 1-2 часов после нагрузки. После фоновых измерений с помощью гидравлического прессы к образцу прикладывалось давление. Изменение давления происходило ступенеобразно. Величина ступеней выбиралась либо равномерной по 10-15 кг/см², либо по измерениям акустической эмиссии (по моменту образования «магистральной» трещины). Образование «магистральной» трещины определялось качественно, по количеству регистрируемых акустических импульсов и их амплитуде. За счет изменения структуры порово-трещинного пространства (образования новых трещин, раскрытия тупиковых пор и трещин и т.д.) происходит изменение количества выделяющегося в пространство камеры радона, соответственно изменяется регистрируемая величина ОАР. Учет внешних акустических

помех осуществлялся датчиком, закрепленным на корпусе гидравлического пресса. Исследования проводились с образцами горных пород различного состава. Предпочтение отдавалось образцам с более высокими содержаниями урана (радия) для повышения количества выделяющегося в камеру радона. В данной работе приведены результаты исследований с образцом порфирита андезито-базальтового состава с повышенным содержанием радия, отобранного из надрудной толщи на одном из колчеданных месторождений Южного Урала.

21.03.13. г. испытуемый образец был помещен в герметичную камеру и поставлен на накопление равновесного радона на 22 дня. Измерения объемной активности радона в циркуляционном режиме начались 11.04.13.г. и продолжались без воздействия давления на образец до 17.04.13. г. Фоновое значение ОАР, определяемое существующей эманулирующей способностью образца составляло в среднем около 1900 Бк/м³ (рис.2, участок 1).

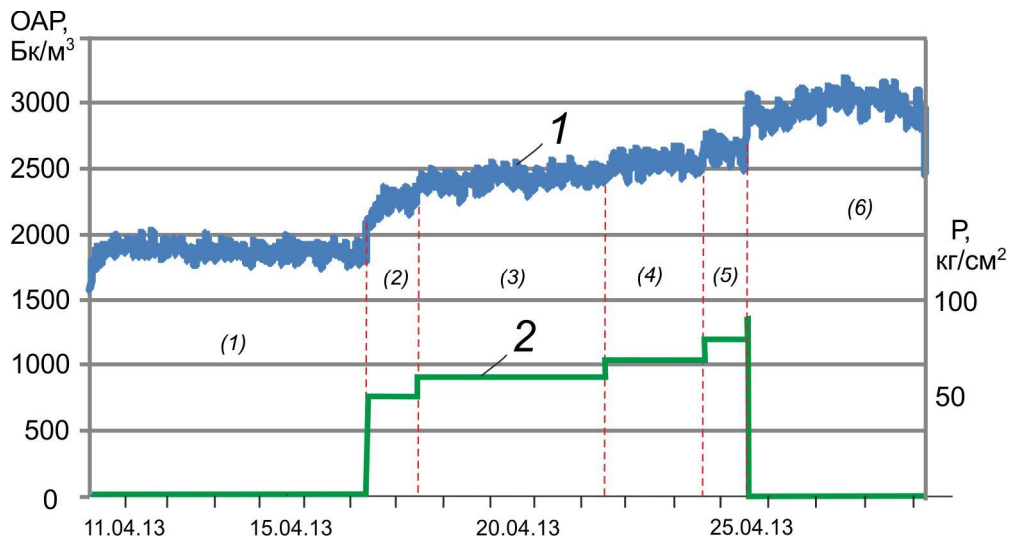


Рис. 2. Изменение объемной активности радона (1) при увеличении давления (2) при одноосном сжатии образца

17.04.13. г. образец подвергли воздействию давления. Скорость увеличения давления была сравнительно велика, около 50 кг/см² в течение 5 минут. На 5 минуте при давлении 50 кг/см² началось активное трещинообразование (рис.3). Увеличение нагрузки было остановлено, и при этом давлении образец находился около суток (рис.2, участок 2). Произошло изменение структуры трещинно-порового пространства, возникли новые трещины или вскрылись до этого тупиковые поры, что привело к увеличению эманулирующей способности образца и соответственно изменению объемной активности радона.

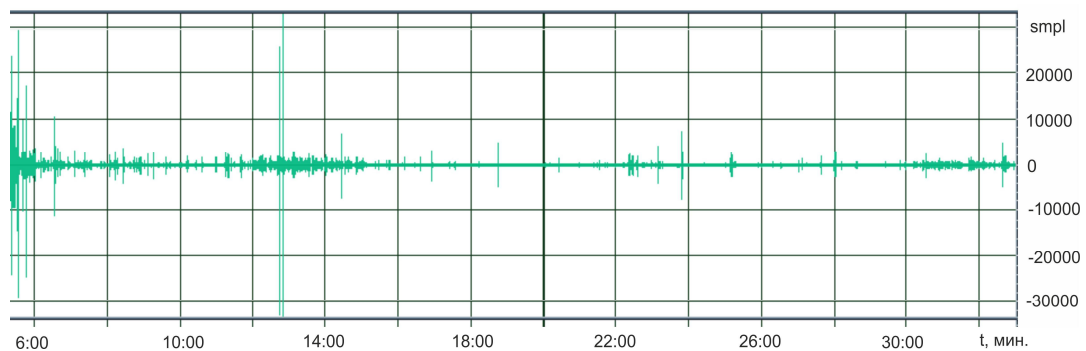


Рис. 3. Изменение акустической эмиссии при изменении давления одноосного сжатия (17.04.13.г.)

Следует отметить поведение акустической эмиссии, после прекращения увеличения давления (рис.3). Акустическая активность продолжалась в течение 2 часов, т.е. происходила определенная адаптация образца к условиям существования при давлении 50 кг/см^2 . К этому следует добавить, что во всех случаях, когда снималась нагрузка с образцов с последующим ее восстановлением, сигналы акустической эмиссии начинались только после превышения давления ранее достигнутого, в полном соответствии с законом Кайзера. На приведенном графике изменения величины акустической эмиссии (рис. 3) хорошо прослеживается формирование магистральной трещины. Начиная с 9 минуты появляются единичные микро-трещины, затем начинается рой трещин (с 11 минуты) и образуется одна магистральная трещина на 13 минуте.

18.04.13. г., 22.04.13. г., 24.04.13. г. (рис.2 участки 3,4,5) была увеличена нагрузка до 80 кг/см^2 , (равномерно по 10 кг/см^2). Каждое увеличение нагрузки сопровождалось увеличением ОАР. Образец при этом не разрушался, но происходили определенные изменения в структуре трещинно-порового пространства, приводящие к увеличению эманулирующей способности образца. 25.04.13. г. при увеличении давления до 90 кг/см^2 (рис.2, участок б) началось лавинообразное трещинообразование (рис. 4) и на 4 минуте, произошло разрушение образца (давление на образец упало до 0). Запись сигналов акустической эмиссии (рис.4) показала, что и после снятия давления на образец, в нем или в его частях продолжались процессы трещинообразования, т.е. происходила адаптация к новым условиям.

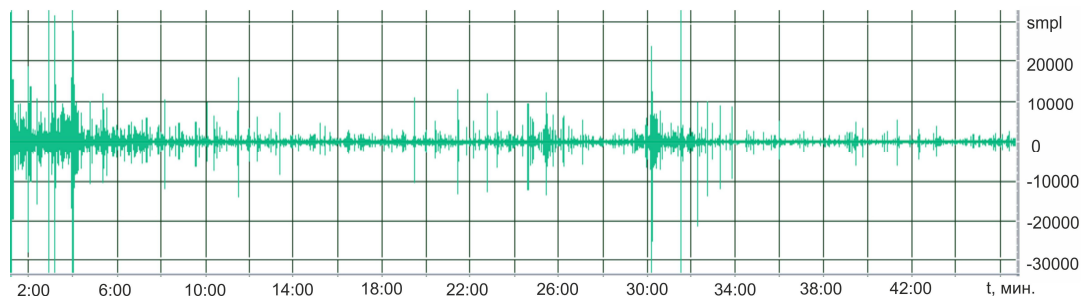


Рис. 4. Изменение акустической эмиссии при разрушении образца (25.04.13.г.)

Таким образом, при сжатии образца без его разрушения происходит изменение структуры трещинно-порового пространства, приводящее к увеличению его эманулирующей способности. Структура трещинно-порового пространства перестраивается под воздействием приложенного внешнего давления, адаптируясь к новым условиям.

Используя полученные экспериментальные данные, основываясь на работах [1,2], можно восстанавливать структурные изменения в горных породах по анализу вариаций объемной активности радона.

Работа выполнена при поддержке Программы №4 Президиума РАН проект 12-П-5-1018.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Belikov V. T., Ryvkin D. G. Studying changes in the structural and dynamic characteristics of disintegrated massive of rocks using radon concentration variations. // Russian Journal of Nondestructive Testing, 2011, V.47, № 5, pp. 343-351
2. Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Реконструкция временных изменений структурно-петрофизических характеристик разрушающегося массива горных пород. // Дефектоскопия. 2012. № 12. С.33-38

УДК 528.87

**ЧАСТОТНО-РЕЗОНАНСНАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ: НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ АПРОБАЦИИ
ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ УГЛЕВОДОРОДОВ В СИБИРИ**

Н.А. Якимчук¹, С.П. Левашов¹, И.Н. Корчагин²

yakymchuk@gmail.com

1-Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина,

2-Институт геофизики НАНУ им. С.И. Субботина, Киев, Украина

The results of experimental application of technology of the remote sensing (RS) data frequency-resonance processing for rapid assessment of hydrocarbon potential of large and remote oil and gas areas are given. It is shown that operative conducting of evaluative work on investigated territory will provide new and independent information that can be used both for the priority sites for detailed study selection, and for the investors attracting for the prospecting geophysical studies conducting and the experimental exploration carrying out within perspective areas.

Введение. Проблема интенсификации и оптимизации геологоразведочного процесса поисков и разведки скоплений углеводородов (УВ) в настоящее время является исключительно актуальной. Это обусловлено исчерпанностью крупных и средних структур, необходимостью обнаружения малоразмерных и слабоконтрастных объектов и освоения больших глубин, проведения поисковых работ в удаленных и труднодоступных регионах. Содействовать решению этой проблемы может более активное применение в поисковом процессе мобильных и оперативных геофизических технологий, и, в первую очередь, методов, базирующихся на обработке данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ).

В 2010 г. авторы начали апробацию мобильного метода частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ на месторождениях нефти, газа, рудных минералов в различных регионах мира [3-5]. Отличительная его особенность состоит в том, что она позволяет оценивать (при поисках скоплений УВ) максимальные значения пластового давления в коллекторах, а, следовательно, дополнительно сужать области заложения скважин [4]. Некоторые результаты апробации метода в Сибирском регионе анализируются в докладе.

Крупный нефтегазоперспективный участок. С целью выбора участков для проведения аэрогеофизических работ масштаба 1:100000 по результатам обработки данных ДЗЗ в 2011 г. выполнена оценка перспектив нефтегазоносности крупной территории на севере Красноярского края между Мессояхским и Пеляткинским месторождениями УВ [7]. Его площадь – $160 \times 280 = 44800$ кв. км (!), масштаб обработки данных ДЗЗ – 1:750000.

При обработке данных ДЗЗ оператору было известно положение следующих месторождений: Пеляткинского (левый верхний угол, рис. 1), Мессояхского (примыкает к нижнему контуру участка с юга, рис. 1) и Северо-Соленинского (примыкает к левому контуру участка с запада, рис. 1) [7]. Положение других месторождений оператор не знал. Сопоставление рис. 1 с иллюстрациями в [7] показывает, что самая крупная аномальная зона в правом верхнем углу – это Казанцевское месторождение, а в левом нижнем – Зимнее. Из [7] также следует, что восточнее Пеляткинского месторождения расположено небольшое Ушаковское, которое было пропущено из-за мелкого масштаба обработки данных ДЗЗ.

В результате, дополнительно к известным месторождениям на обследованной площади обнаружено и закартировано 4 относительно крупные аномальные зоны в центральной части, три небольших аномалии в северо-восточной части, одна небольшая – в центре, небольшая – на западном контуре участка и аномалия относительно крупных размеров, но слабой интенсивности – в юго-западной части участка (рис. 1).

В 2010 данные ДЗЗ отдельного фрагмента этой территории уже обрабатывались с целью обнаружения в пределах Мессояхского месторождения участков возможного наличия залежей газогидратов [3]. Однако там акцент делался на изучения возможности картирования залежей газогидратов – проводилась детальная обработка данных ДЗЗ только в контурах известных месторождений.

В целом, результаты обработки позволяют уверенно выделить наиболее оптимальные участки для проведения детальных аэрогеофизических работ масштаба 1:100000.

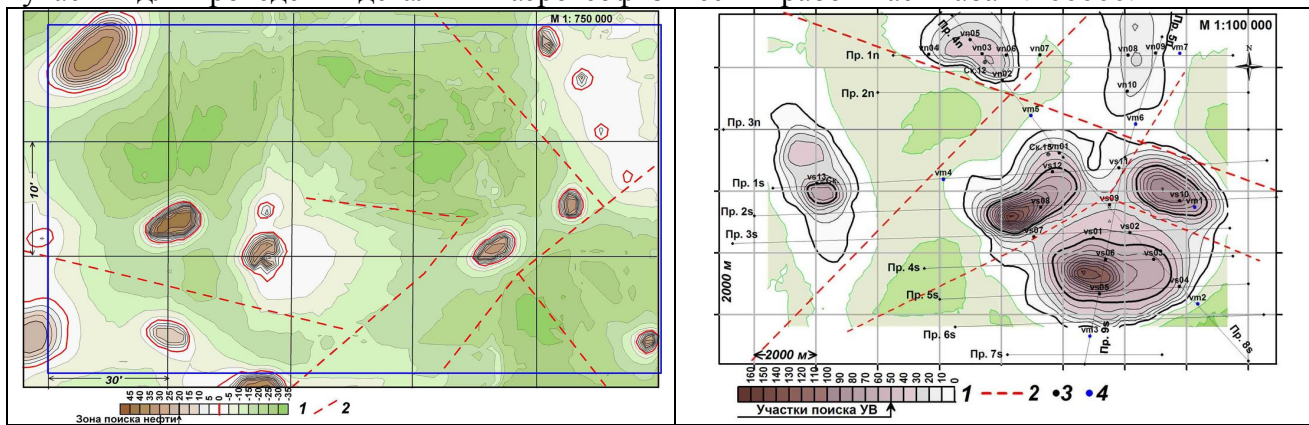


Рис. 1. Результаты обработки и интерпретации данных ДЗЗ фрагмента территории в Западной Сибири (север Красноярского края), на которой планируется проведение детальных поисковых работ на нефть. 1 – шкала интенсивности аномального отклика; 2 – зоны разломов по результатам обработки данных ДЗЗ.

Рис. 2. Карта аномальных зон типа «залежь УВ» участка Талый. 1 – относительные значения среднего пластового давления; 2 – тектонические нарушения по геоэлектрическим данным; 3 – пункты ВЭРЗ в интервале глубин 0-1000 м и 1800-4000 м; 4 – пункты ВЭРЗ в интервале 0-1000 м.

Район Ванкорского месторождения. В 2009-2011 гг. мобильная технология СКИП-ВЭРЗ [5] прошла широкую апробацию на пяти лицензионных площадях в районе Ванкорского нефтегазового месторождения [2]. Параллельно на этих же участках применялся также метод частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ.

Так, на одном из участков обнаружены и закартированы четыре аномальные геоэлектрические зоны типа залежь (АТЗ) – «Центральная», «Западная», «Северная» и «Северо-Восточная». Самая крупная аномалия «Центральная» зафиксирована над поднятием «Талое». В результате обработки данных ДЗЗ этого участка в его пределах выделены зоны повышенных пластовых давлений (рис. 2). Они фиксируют области, в пределах которых вероятность получения промышленных притоков УВ существенно выше. Отсутствие таких областей в контурах закартированных аномалий свидетельствует о нецелесообразности проведения дальнейших поисковых работ на таких участках в первую очередь.

Район расположения Иусского и Котыльнинского месторождений. После начала использования методики оценки относительных значений пластовых давлений авторы стали обращать внимание на близкий к изометричному характер выделяемых аномалий типа «залежь» (рис. 1-2). Во-вторых, авторы «геосолитонной» концепции образования УВ [1, 6] обосновывают в своих работах глубинный механизм образования УВ и их вынос на поверхность геосолитонными трубками. Однако, по их мнению, обнаружить такие малоразмерные объекты можно только при помощи высокоразрешающей сейсморазведки. Такого типа объект выделен по сейсмическим данным на Полутынской площади [1, 6].

Для изучения характера расположения геосолитонных трубок по отношению к месторождениям УВ была выполнена обработка данных ДЗЗ района расположения Иусского и Котыльнинского месторождений, а также Полутынской площади. В результате проведенной обработки (рис. 3) на обследованной площади обнаружены и закартированы аномалии типа «залежь УВ» в пределах расположения месторождений Иусское и Котыльнинское непосредственно. Небольшая аномалия такого же типа обнаружена также в юго-западном углу площади. В районе расположения самой «трубки» обнаружена аномалия типа «залежь газа» с относительно невысокими значениями среднего пластового давления газа. Еще одна аномалия такого же типа зафиксирована в северо-восточной части площади. Представленные на рис. 3 материалы позволяют предположить, что: а) крышка в районе самой «трубки» разрушена, вследствие чего месторождение УВ здесь не сформировалось; б) миграция флюидов из области расположения «трубки» происходила в северо-восточном

направлении; в) нельзя также исключать из рассмотрения возможность миграции флюидов в юго-западном направлении.

В целом, полученные результаты позволяют сформировать представление о возможном характере формирования месторождений УВ в зонах вертикальной миграции флюидов. К этому следует добавить, что такие же соотношения между зонами вертикальной

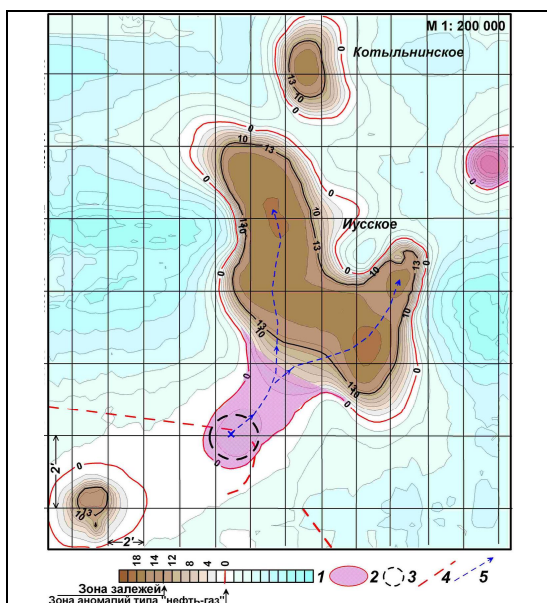


Рис. 3. Карта аномальных зон типа «залежь углеводородов» в районе Полутынской площади, Иусского и Котыльнинского месторождений УВ. 1 – шкала интенсивности аномального отклика (в единицах среднего пластового давления (МПа); 2 – зона аномалий типа «газ»; 3 – положение Иусского объекта (геосолитона); 4 – тектонические нарушения; 5 – возможные пути миграции флюидов.

исследований и поискового бурения.

миграции и ловушками были зафиксированы при картировании техногенной залежи газа на одном из месторождений в ДДВ, а также в районе грязевого вулкана Джау-Тепе.

Выводы. Представленные выше материалы, а также опубликованные ранее результаты экспериментальной апробации технологии [3-5] наглядно и убедительно демонстрируют потенциальные возможности частотно-резонансного метода обработки и интерпретации (дешифрирования) данных ДЗЗ при проведении в сжатые сроки рекогносцировочного обследования крупных по площади, удаленных и труднодоступных нефтегазоносных территорий и рудоносных районов.

Они также свидетельствуют о принципиальной возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности всех не разбуренных или слабо изученных бурением структур, а также отдельных участков в различных нефтегазоносных регионах мира. При этом целесообразно обследовать также и зоны, расположенные между известными месторождениями и выявленными структурами, и в первую очередь, – недостаточно детально изученные традиционными геофизическими методами. Такая оперативная оценка перспектив нефтегазоносности позволит, в целом, оптимизировать направление дальнейших детальных геолого-геофизических

ЛИТЕРАТУРА

1. Бембель С.Р. Моделирование сложнопостроенных залежей нефти и газа в связи с разведкой и разработкой месторождений Западной Сибири. Автореф. дис..... доктора геолого-минералогических наук. – Тюмень, 2011. – 32 с.
2. Кринин В.А., Проскуряков А.Л., Пьявко А.М., Червоный Н.П., Левашов С.П. Применение геоэлектрических методов СКИП-ВЭРЗ для поисков нефти и газа в районе Ванкорского месторождения // Нефтяное хозяйство. – 2011. – № 11. – С. 18-21.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. – 2010. – № 3. – С. 22-43.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоинформатика. – 2011. – № 2. – С. 19-35.
5. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. – 2012. – Т. 34, № 4. – С. 167-176.
6. Мегеря В.М. Поиск и разведка залежей углеводородов, контролируемых геосолитонной дегазацией Земли: Монография. - М.: Локус Станди, 2009. – 256 с.
7. Рязанцев Г.А., Крохалев И.В., Кравцова М.В., Мулявин С.Ф. Особенности геологического строения и разработки Пеляткинского газоконденсатного месторождения // Горные ведомости. – 2009. - № 1. – С. 52-60.

УДК 550. 837.3

НОВЫЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИКИ

Н.А. Якимчук^{1,2}, С.П. Левашов^{1,2}, И.Н. Корчагин³, В.Д. Соловьев³, Д.Н. Божжежа²

1-Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина,

2- Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле ИГН НАНУ, Киев, Украина,

3-Институт геофизики НАНУ им. С.И. Субботина, Киев, Украина

The Ukrainian Antarctic expeditions acquired new geophysical data along profiles across Drake Passage with the aim of its crustal structure studying. New geophysical interpretation of the Drake Passage crust structure is made. The anomalous distributing of geophysical parameters and the crustal thickening may be the result of possible deep crustal transformation of areas with the former continental crust in the Drake Passage and the West Skotia Sea.

Приведены результаты использования геоэлектрических методов СКИП-ВЭРЗ (становления короткоимпульсного поля и вертикального электрорезонансного зондирования), полученные во время проведения сезонных работ 17 Украинской Антарктической экспедиции (17 УАЭ, 2012 г.) для изучения глубинного строения земной коры и геодинамики структур Западной Антарктики. По данным глубинных зондирований ВЭРЗ [1, 2] построены новые геоэлектрические разрезы через пролив Дрейка. Профили пересекают структуры пролива в его центральной и восточной части: от побережья Южной Америки и Фолклендских островов на севере до пролива Брансфилд на юге (рис. 1).

По глубинному строению структур дна этого региона накоплен большой фактический материал, предложены схемы тектонического строения и эволюции, отражающие многофазные этапы развития Тихоокеанской континентальной окраины [3-11]. Полученные представления о тектонике и геодинамике структур пролива Дрейка и моря Скоша во многом противоречивы. В наибольшей степени прогресс в получении новых материалов относится к осадочному покрову и породам верхней части коры, детально изученным за последние годы. Во многих районах геологическая интерпретация геофизических материалов существенно затруднена из-за наличия единичных данных океанского бурения, проведенного на небольшие глубины, и ограниченных сведений о геологии фундамента пролива Дрейка.

Противоречия разных взглядов на эволюцию и геодинамику региона могут быть частично разрешены при получении значительного объема новых данных об особенностях глубинного строения и пространственного распределения раздела Мохо, а также сведений о наличии (или отсутствии) участков с корой переходного типа и крупных мантийных неоднородностей в структурах региона. В настоящее время положение глубинных границ в этом регионе известно лишь фрагментарно, а полученные по сейсмическим данным значения мощности земной коры в отдельных структурах сильно различаются [3, 6-8].

Комплексное изучение геолого-геофизических характеристик и глубинного строения, привлечение новых независимых данных, в том числе и материалов геоэлектрических съёмок, позволит выявить особенности процессов, формирующих современную структуру и геодинамику региона. Наш опыт использования материалов измерений методом ВЭРЗ для построения глубинных разрезов показал принципиальную возможность применения этого метода при изучении земной коры структур дна Западной Антарктики [2, 6, 9-10].

При интерпретации данных ВЭРЗ и их сравнении с

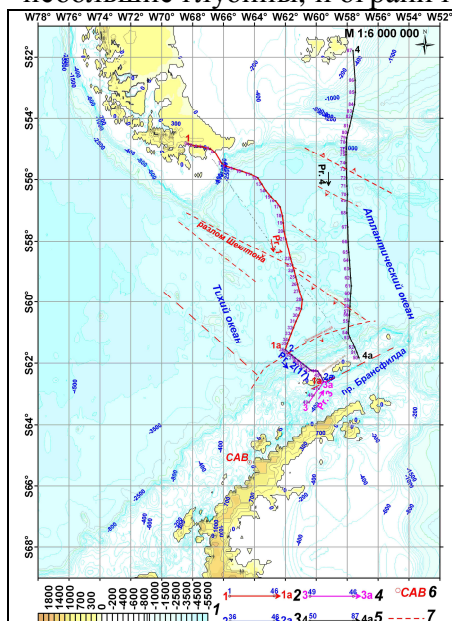


Рис. 1. Расположение профилей ВЭРЗ. 1 – шкала глубин и высот, м; 2-5 – профили зондирования; 6 - антарктическая станция «Академик Вернадский»; 7 – тектонические нарушения.

имеющимися сейсмическими и плотностными разрезами земной коры следует учитывать различную природу неоднородностей и границ, выделяемых этими методами. По результатам ВЭРЗ строится разрез, содержащий отчётливые геоэлектрические границы и характерные горизонты земной коры, не наполненные данными о физических свойствах горных пород, как это принято при построении сейсмо-плотностных моделей. Особенно это относится к выделению и интерпретации глубинных границ разделов, где большое значение приобретают дополнительные факторы (высокие температуры, возможные расплавы и др.), что приводит к значительным различиям в определении положения основных горизонтов.

Геоэлектрический профиль 1 (1250 км) пересекает структуры материковой окраины Южной Америки, котловину Яган (Бердвуд), разлом Шеклтона, фрагменты рифтовой зоны Западного хребта Скоша, а юго-восточной части – Южно-Шетландский жёлоб и Южные Шетландские о-ва (рис. 2). Построенный разрез характеризует строение центральной части пролива Дрейка на глубину до 24 км, что позволило выделить характерные границы внутри комплексов пород континентальной и океанической коры, показать сложный характер разломных зон вблизи побережья Южной Америки и Антарктического п-ова, а также выделить крупные мантийные неоднородности. Наличие в разрезе нескольких характерных границ ниже раздела Мохо (M2), а также возможных высокотемпературных зон глубинных пород, может свидетельствовать о гетерогенности структур дна пролива и процессах тектоно-магматической активности и рифтогенеза. Схематизированный разрез земной коры подтверждает основные закономерности распределения глубинных неоднородностей, ранее выявленные по результатам геоэлектрических исследований 2006 г. [2].

По данным ВЭРЗ сезонных работ 2006 и 2012 гг. построена схематическая карта глубины границы M2 (типа «Мохо») в структурах пролива Дрейка, на которой отчётливо выделяются участки с подъёмом этой границы на 2-3 км относительно среднего её положения в структурах пролива. Наибольшие подъёмы «раздела Мохо» приурочены к выраженным в рельефе дна сегментам рифтового хребта Западный Скоша и зоне разломов Шеклтона. Возможно, вариации положения глубинных границ в разрезе связаны с наличием высокотемпературных зон верхней мантии, в разное время внедрённых на глубину 9-12 км.

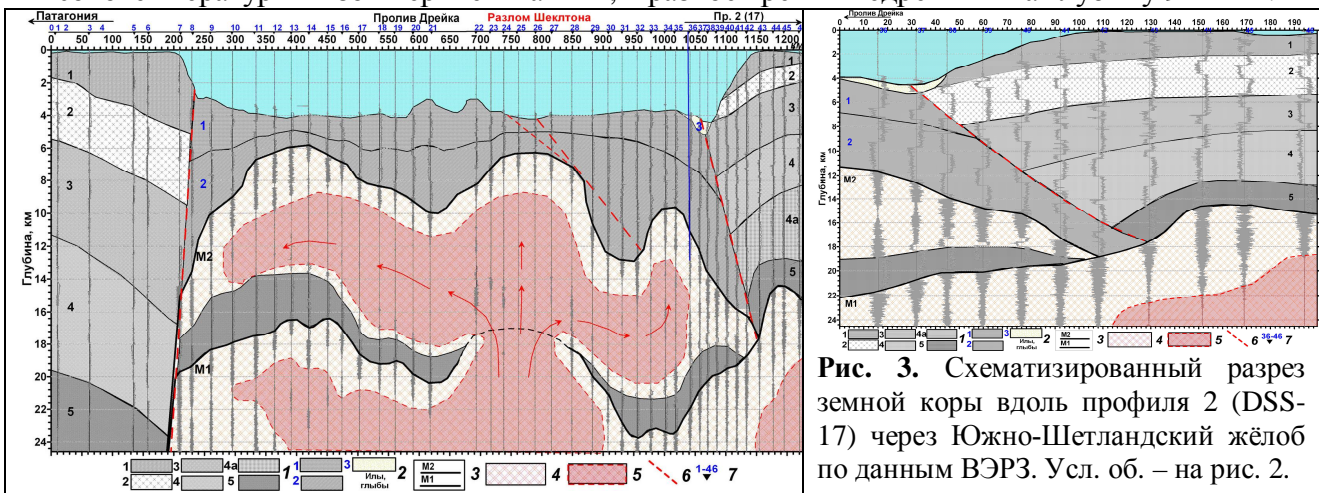


Рис. 2. Схематизированный разрез земной коры вдоль профиля 1-1а через пролив Дрейка (Патагония – Южно-Шетландские о-ва) по данным ВЭРЗ. 1 – комплексы пород континентальной коры; 2 – комплексы пород океанической коры; 3 – геоэлектрические границы типа «граница Мохо»; 4 – породы верхней мантии; 5 – высокотемпературные зоны пород верхней мантии; 6 – тектонические нарушения; 7 – пункты ВЭРЗ. Положение профиля показано на рис.1.

Профиль 1-1а в своей юго-восточной части пересёк границу океанической и континентальной коры в районе Южно-Шетландского жёлоба, составляющего, вместе с грядой Южно-Шетландских о-ов, рифтом пролива Брансфилд и структурами Антарктического п-ова, единую взаимосвязанную тектоническую систему. Жёлоб протягивается вдоль Южных Шетландских о-ов в виде узкой депрессии с глубинами дна моря до 4600 м в юго-западной части и до 5200 м в северо-восточной своей части.

Рис. 3. Схематизированный разрез земной коры вдоль профиля 2 (DSS-17) через Южно-Шетландский жёлоб по данным ВЭРЗ. Усл. об. – на рис. 2.

Часть профиля 1-1а в более крупном масштабе (рис. 3), по положению точно соответствует положению сейсмического профиля DSS-17 через желоб и пролив Брансфилда до Антарктического п-ова (310 км). Глубина раздела Мохо изменяется вдоль этого профиля от 10 км для океанской коры под проливом Дрейка и Южно-Шетландским желобом до 40 км под Антарктическим о-вом [8]. Это позволяет более объективно сопоставлять глубинные разрезы, полученные методом ГСЗ (профиль DSS-17) и методом ВЭРЗ (профили 1-1а, 2).

Разрез на рис. 3 существенно отличается от сейсмического (DSS-17), как в океанической, так и в континентальной части. В океанической части геоэлектрический разрез содержит на глубине 18-20 км дополнительный горизонт мощностью 1-3 км, указывающий на наличие мантийных неоднородностей. На сейсмическом разрезе мантийных неоднородностей в океанической части профиля нет. При переходе в континентальную часть на разрезе отмечается значительное погружение непрерывной границы М2 (аналога Мохо) с 11 км (пр-в Дрейка) до 16 км (Южные Шетландские о-ва). Ниже расположены породы верхней мантии, которые в виде единого горизонта (на глубинах 15-18 км) подстилают земную кору всего пояса от пр-ва Дрейка до пр-ва Брансфилда, где на глубине дополнительно выделяется высокотемпературная зона пород верхней мантии в интервале 19-24 км (рис. 3). Наблюдается подъём кровли этих пород при приближении к центру пролива Брансфилд, где она может располагаться на глубине порядка 15-17 км. Эти значения близки к глубинам плавления и фракционирования мантийного субстрата в промежуточных камерах Центральной котловины Брансфилд на типичной для рифтовых зон глубине 10-12 км [4-5].

По данным ВЭРЗ пограничный контакт пород океанической и континентальной коры проходит по крупному тектоническому нарушению и заканчивается на глубине 17-18 км (рис. 3). Эти данные не подтверждают наличия в разрезе коры признаков глубинной субдукции ложа пр-ва Дрейка под континентальную окраину Южно-Шетландских о-в [2].

Можно предполагать, что на протяжении длительного времени формирование тектонических структур региона проходит под воздействием потока мантийного вещества, направленного через пролив Дрейка в сторону Атлантического океана [5]. Распределение глубинных геоэлектрических границ и крупных неоднородностей разрезов может отражать масштабные нелинейные процессы геодинамической эволюции структур дна пр-ва Дрейка и западной части моря Скоша в ходе преобразования фрагментов первичной коры обширного региона, расположенного между Южной Америкой и Западной Антарктикой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. и др. Методические аспекты применения технологии обработки и интерпретации данных дистанционного зондирования Земли при проведении поисковых работ на нефть и газ в акваториях // Геоинформатика. – 2012. – № 1. – С. 5-16.
2. Левашов С.П., Бахмутов В.Г., Корчагин И.Н., Пищаный Ю.М., Якимчук Н.А. Геоэлектрические исследования во время проведения сезонных работ 11-ой Украинской антарктической экспедиции // Геоинформатика. – 2006. – № 2. – С. 24-33.
3. Новые идеи в океанологии. / Отв. ред. М.Е. Виноградов, С.С. Лаппо / Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова. – М.: Наука. – Т. 2: Геология. – 2004. – 407 с.
4. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. – Москва: ГЕОС, 2004. – 132 с.
5. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова и др. Пролив Дрейка и море Скоша – океанские ворота Западной Антарктики / Строение и история развития литосферы. – М.: Paulsen. – 2010. – С. 66-90.
6. Bakhmutov V., Solovyov V., Korchagin I. et al. Drake Passage: crustal structure, tectonic evolution and new prognosis for local HC accumulations along the Antarctic Peninsula margin // Геофиз. журн. – 2010. – Т. 32, № 4. – С. 12-15.
7. Barker P.F., Dalziel W.D., Storey B.C. Tectonic development of the Scotia Arc region // The Geology of Antarctica. – Oxford. – 1991. – P. 215-248.
8. Grad M., Guterch A., Janik T. Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake Plate under the Antarctic Plate, West Antarctica // Geophys. J. Int. – 1993. 115. P. 568-600.
9. Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N. et al. Drake Passage and Bransfield Strait – new geophysical data and modelling of the crustal structure in Antarctica / A. Keystone in a Changing World. Online Proceedings of the 10th ISAES X. Edited by A.K. Cooper and C.R. Raymond / USGS Open-File Report 2007 – 1047.
10. Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N. et al. Geophysical models of Drake Passage and Bransfield Strait crustal structure // Ukrainian Antarctic Journal. – 2008. – N 6. – P. 9-14.
11. Yegorova T., Bakhmutov V., Janik T. and Grad M., 2011. Joint geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin // Geophys. J. Int. – 184. – P. 90-110.

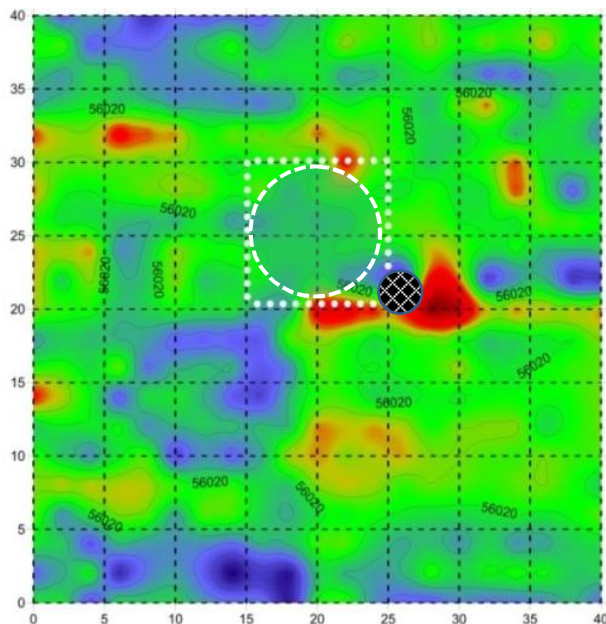
**МАГНИТОРАЗВЕДКА МЕСТА ПАДЕНИЯ МЕТЕОРИТА «ЧЕЛЯБИНСК LL5»
С ПОМОЩЬЮ ПРОТОННОГО КВАНТОВОГО ОВЕРХАУЗЕРОВСКОГО
МАГНИТОМЕТРА MMPOS-1GPS**

Е.Д. Нархов, В.А. Сапунов, А.Ю. Денисов, Д.В. Савельев, А.Л. Федоров
narhoved.ftf@gmail.com

*НИИ квантовой магнитометрии Физико-технологического института, ФГАОУ ВПО
«Уральский Федеральный Университет им. первого Президента России Б.Н. Ельцина»
620002, ул. Мира 21, ФТИ, Екатеринбург*

Представлены результаты пешеходной магниторазведки места падения метеорита «Челябинск LL5» в озеро Чебаркуль и интерпретации этих данных. Исследования проведены с использованием сертифицированного геологоразведочного протонного оверхаузеровского ЯМР магнитометра-градиентометра серии POS производства НИИ КМ УрФУ. Представлены карты магнитных аномалий с разрешающей способностью лучше 1 нТл, полученные при пикет-маршрутной съемке с GPS привязкой. Выявленные аномалии уровня 50 нТл позволили локализовать координаты нахождения метеорита, его магнитный момент (вес) и глубину залегания. Интерпретация магнитных аномалий проведена методом компьютерного моделирования, основанного на решении обратной задачи магниторазведки методом подбора в дипольном приближении.

15 февраля в 5 регионах России - Тюменской, Свердловской, Челябинской, Курганской областях и Башкирии был зафиксирован метеоритный дождь и падение крупного болида, который вошел в атмосферу Земли со скоростью примерно 60 тыс. километров в час. Космическое тело взорвалось на высоте от 19 до 24 километров над Уралом. Крупный фрагмент, масса которого оценена в 100 кг, проломил лед озера Чебаркуль (Челябинская область) и ушел под слой донного ила. Вес наибольшего осколка метеорита, обнаруженного на поверхности Земли, составил 1,8 кг. Однако воссоздание общей картины события, а также проведение полного физико-химического анализа объекта требует извлечения основного тела метеорита со дна озера, что является сложной задачей в силу неизвестности точного местонахождения затонувшего фрагмента. С целью установить местонахождения обломков



28 февраля и 11 марта 2013 г. сотрудниками и студентами лаборатории КМ УрФУ было проведено исследование места падения метеорита с помощью магнитометров. В рамках организованных экспедиций осуществлена на площадке 100*100 метров съемка магнитного поля вокруг пробитой полыньи, а так же микромагнитная уточняющая съемка. Съемка площадки проведена с использованием высокоточного протонного оверхаузеровского ЯМР магнитометра-градиентометра серии MMPOS. Привязка при

градиентометрической съемке осуществлялась с помощью приемника Garmin 60 Sx. По полученным данным построена карта магнитного поля, анализ которой показал достаточно хорошую однородность геомагнитного вблизи полыньи и увеличение количества и амплитуды магнитных аномалий по мере приближения к берегу, вызванных уменьшением расстояния от уровня льда до дна озера. Вблизи огороженной полыньи был выявлен ряд

аномалий, для уточнения которых проведена дополнительная микромагнитная съемка участка 40*40 м с шагом 1 м. В результате анализа построенных карт локализовано 4 магнитные аномалии уровня 50 нТл, расположенные в радиусе 20 метров от пробитой полыньи. На рисунке представлена карта магнитных аномалий с разрешающей способностью 1 нТл, полученная при пикет-маршрутной съемке и планарном пересчете GPS координат на геоид WGS-84. Белым квадратом показана привязка лунки на льду, черным предположительное местонахождение основного тела метеорита. Для дальнейшей интерпретации выявленных аномалий проводилось решение обратной задачи магниторазведки методом компьютерного моделирования в дипольном приближении. В качестве начальных условий приняты: оценка массы болида в 100 кг, содержание магнитных примесей 10%, расстояния до дна озера 10 м. Рассматривались варианты разлома болида на два значительных объекта, а так же вариант нахождения болида в виде единого фрагмента.

Для каждого случая проводился подбор взаимных ориентаций внешнего поля и жесткой компоненты намагниченности предполагаемого метеорита. Использованы данные о направлении внешнего (Земного) поля с Интернет-ресурса центра анализа данных геомагнетизма и космического магнетизма (университет Киото). Проведено сравнение магнитных карт, полученных при компьютерном моделировании и микромагнитной съемке. В результате сопоставления полученных карт принята гипотеза о нахождении метеорита на дне озера Чебаркуль в виде одного фрагмента (при ударе о лед от фрагмента откололись незначительные по массе фрагменты, но большая часть массы космического тела находится в виде достаточно большого фрагмента).



**БЕСКОНТАКТНАЯ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА И
ДЕФЕКТОСКОПИЯ МАГИСТРАЛЬНЫХ НЕФТЕ- ГАЗОПРОВОДОВ С ПОМОЩЬЮ
КВАНТОВОГО ОВЕРХАУЗЕРОВСКОГО ГРАДИЕНТОМЕТРА MMPOS-2GPS**

В.А. Сапунов, А.Ю. Денисов, Д.В. Савельев, С.Е. Киселев, В.В. Савельев,

Е.Д. Нархов, А.Л. Федоров

E-mail: sva@dpt.ustu.ru, WEB: www.magnetometer.ru

НИИЛ квантовой магнитометрии ФГАОУ ВПО «Уральский Федеральный Университет им. первого Президента России Б.Н. Ельцина», 620002, ул. Мира 21, ФТИ, Екатеринбург

In the report results of approbation of the ground absolute quantum Overhauser magnetometers POS for nondestructive technical diagnostics of the gas pipelines and comparison to intratubal magnetic defectoscopy are presented.

В докладе представлены результаты апробации наземной магниторазведочной аппаратуры для бесконтактной технической диагностики магистральных трубопроводов и сопоставление с данными внутритрубной магнитометрической дефектоскопии, показавшее перспективность данного метода, в частности при использовании абсолютных квантовых магнитометров.

В соответствии с планом работ, утвержденным зам. ген. директора ООО «Газпром Трансгаз Югорск» И.А. Долговым на техническом совещании 29.03.13 «Применение абсолютного квантового магнитометра-градиентометра на базе MMPOS для обследования линейной части магистрального газопровода», проведены магниторазведочные работы на участке магистрального газопровода (МГ) в Свердловской области. Обследование участка МГ проведены бригадой сотрудников НИИЛ квантовой магнитометрии Уральского федерального университета в рамках инициативных студенческих работ (см. www.asiurfu.ru) при курировании работ техническим директором ООО «Промэнергопривод» Абрамовым М.В. и директором ООО «Мегахим» Глушко С.В. Допуск и контроль работ осуществлялся сотрудниками ООО Краснотуринского ЛПУ МГ «Газпром Трансгаз Югорск».

Методика проведения обследования МГ и апробации аппаратуры

Методика основана на регистрации магнитного поля Земли и его аномалий, обусловленных намагниченностью тела трубопровода. Регистрировалась абсолютная величина модуля геомагнитного поля и поперечный оси МГ градиент поля с автоматической регистрацией географических координат по GPS-навигатору при съемке вдоль оси МГ.

Измерение производилось с помощью двух стандартных квантовых геологоразведочных магнитометров MMPOS-1gps и градиентометра MMPOS-2gps. Магнитометр типа POS-1 и градиентометр POS-2 зарегистрированы в Государственном реестре средств измерений под № 44807-10 и допущены к применению в РФ. Свидетельство об утверждении типа средств измерений RU.C.34.005.A № 40335. ТУ 4314-001-020692208-2007.

На первом рекогносцировочном этапе (27.07.13) измерения проводились двумя операторами-магнитометристами, см. рис. 1 (а). По результатам измерений был составлен предварительный отчет и выданы рекомендации по улучшению позиционирования, заключающиеся в одновременной работе двух приборов с одним оператором-магниторазведчиком (рис. 1, б). В рамках данного доклада представлены результаты по последнему варианту измерений «квази-многоканальным» магнитометром-градиентометром. Градиентометрическая сборка датчиков MMPOS-2gps располагалась поперек трубы с базой 0,5 метра на высоте относительно поверхности Земли 1,7 метра. Датчик магнитометра MMPOS-1 располагался по оси МГ, которая в данном случае определялась по «валику», на высоте 2,3 метра. Потребовалось частичное прореживание кустарника для обеспечения движения операторов-магниторазведчиков. Координаты точек измерения определялись по GPS-приемникам Garmin 60сх, Garmin 76, имеющих точность ± 3 метра. Данные (долгота, широта) автоматически записывались по протоколу NMEA 183 в регистраторе DLPOS.



Рис. 1. Магнитная диагностика магистрального трубопровода двумя операторами и квази-многоканальным магнитометром-градиентометром. (*Магниторазведчики: ответственный исполнитель инженер-аспирант Нархов Е.Д., студенты УрФУ Федоров А.Л., Милюков Д.В.*)

Результаты магниторазведочных данных

Исходные материалы полевых съемок сохранялись в виде файла данных, передаваемых заказчику. Их графическое представление дано на рисунке 2 для участка протяженностью 2 км, а также в более подробном представлении по 500 метров в приложении. На рисунке показаны поперечный градиент модуля индукции поля над осью МГ (левая диаграмма) в микроТл на метр, параметр контроля качества QMC в наноТл, который для каждого измерения оценивает аппаратную точность измерения, в том числе связанную с величиной градиента в объеме датчиков. Третья диаграмма показывает модуль поля в микроТл. Справа размещена спутниковая фотография МГ на 2012 год с пометками маркеров. Слева представлена цветная диаграмма маркировки потенциальных дефектов (обсуждение в разделе анализ данных).

Одним из основных пунктов апробации магнитометров было определение воспроизводимости и достоверности измерений, т.к. это одно из «слабых» мест конкурирующих на рынке бесконтактной дефектоскопии магнитометров. На диаграммах поля и градиента, коричневым показаны линии записей при движении с севера на юг и контрольные фрагменты обратного хода повторных измерений (синий). Левая диаграмма показывает выписку из таблицы дефектов ВТД за апрель 2008 года.

При анализе использовалась модель трубопровода, где каждая труба представлялась в виде цилиндрического намагниченного вдоль оси тела [1, 2]. При этом ориентация осевой намагниченности отдельных труб может быть хаотичной ввиду отсутствия такого контроля при их соединении. Достаточно легко локализуются стыки труб (швы) по методике [2] в рамках данной апробированной модели [3].

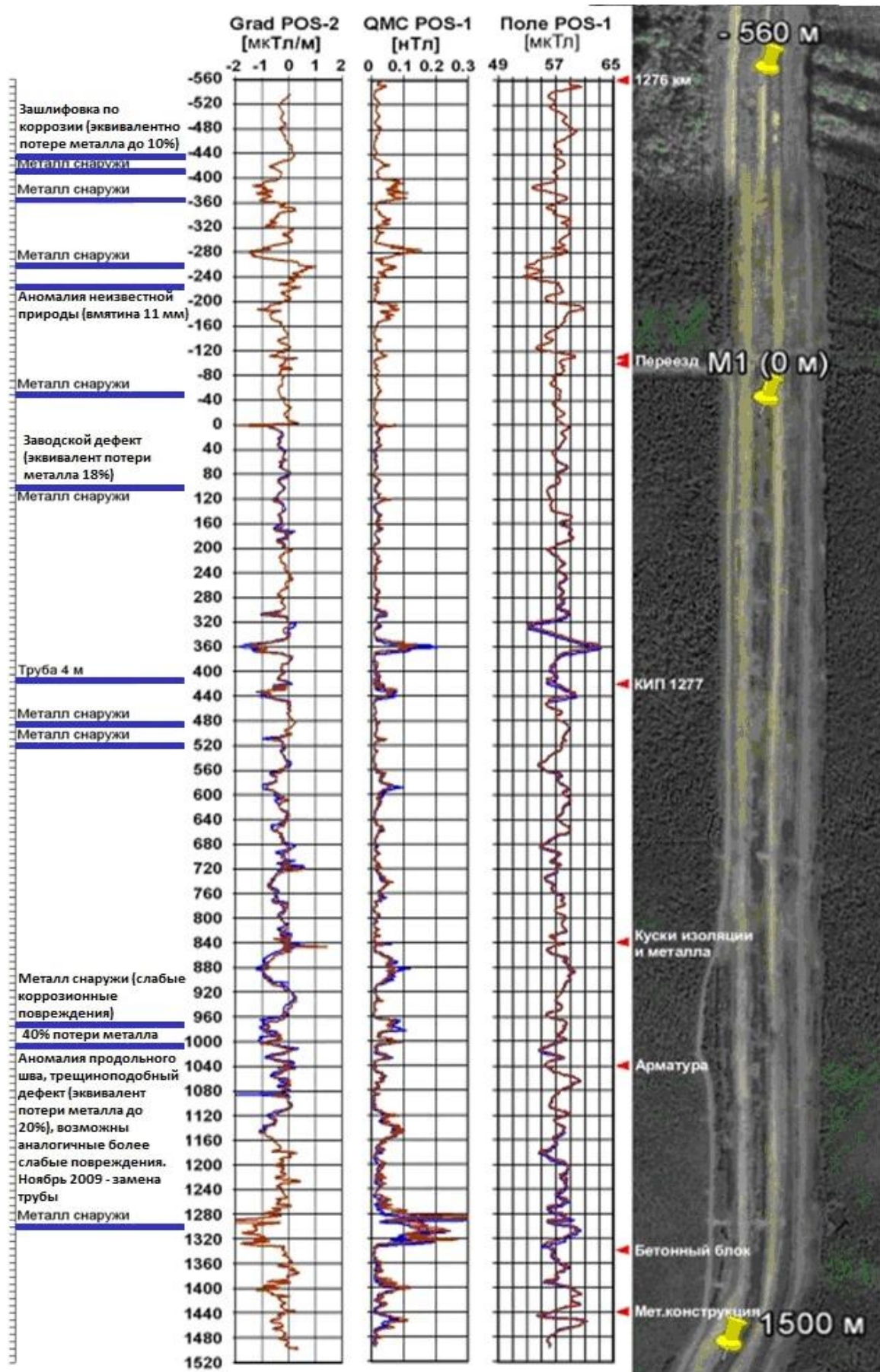


Рис. 2. Результаты технической инспекции 2-х километрового участка МГ

Анализ магнитных данных для локализации дефектов МГ

Участки с повышенным деформационным напряжением и дефектные области определялись в соответствии с РД 102-008-2002 [4]. В областях, где имеется или развивается дефект (коррозионные пятна, язвы, дефект сварного шва, задиры тела трубы, вмятины), наблюдаются характерные аномалии геомагнитного поля, которые особенно заметны на поперечном градиенте поля. По форме и уровню этих аномалий производится маркировка возможных дефектов и классификация степени их критичности. Анализ требует учета квази-хаотичного шума, связанного со случайным направлением намагниченности отдельных труб (так называемый эффект «шовного шума»). Исключение данного эффекта требует магнитного моделирования, т.е. применение математических методов развитых при геологоразведочных магнитометрических поисках [5]. Такое моделирование требует значительных усилий и в рамках представленных результатов не использовалось, а шовный шум исключался за счет применения градиентометра в предположении, что градиентометр центрируется над осью трубопровода. Признаками дефектов является значительное и резкое отклонение градиента поля относительно нулевого значения с учетом величины и шумовой составляющей градиента, а также резкие и многократные изменения градиента на длине отдельной трубы.

Выводы

1. Показана работоспособность стандартных геологоразведочных квантовых оверхаузеровских магнитометров-градиентометров типа ММPOSgps на МГ 1400 мм. Полученная высокая воспроизводимость и повторяемость данных при многократных прямого и обратного хода измерениях позволяет говорить о возможности развития нового вида технической диагностики – мониторинговой технической инспекции с наблюдением динамики развития деформационных и коррозионных явлений МГ.
2. Для повышения производительности съемок в 2-5 раз показана необходимость специализации геологоразведочных магнитометров ММPOS за счет увеличения быстродействия при понижении чувствительности от 0,03 нТл до 1-3 нТл. Предполагается перспективность использования многоканальной (3-6 каналов) градиентометрической схемы для увеличения точности позиционирования по оси МГ по данным магнитометра при использовании высокоточных GPS геодезического класса.
3. По результатам магниторазведочных работ промаркированы точки потенциальных дефектов с разбраковкой их критичности. Сравнение с имеющимися данными по ВТД от 2008 года показывает корреляционное совпадение при точности до 15 метров. При этом отмечается хорошее совпадение по участкам сгущения дефектов по ВТД и аномалий поперечного градиента, вызванных, по-видимому, наличием деформационных и стресс коррозионных состояний.

ЛИТЕРАТУРА

1. Detection of anomalous stresses in gas pipelines by magnetometer survey / Teitsma A., Atherton David L. J. // Appl. Phys. № 53, 1982, 8131 – 8132.
2. Определение местоположения сварных швов трубопроводов при помощи протонного магнитометра / И. А. Некрасов, А. Ю. Денисов, С.Е. Киселев, Д.В. Савельев, В.А. Сапунов // Дефектоскопия. – 1998. 3. С. 45–49.
3. Дистанционная магнитометрия газонефтепроводов: учебное. пособие / Е.И. Крапивский, В.О. Некучаев. – Ухта: УГТУ, 2011. – 142
4. РД 102-008-2002 «Инструкция по диагностике технического состояния трубопроводов бесконтактным магнитометрическим методом». – М.: Госгортехнадзор, 2002. 23 с
5. Принципы магнитных методов в геофизике: пер. с англ. / А.А. Кауфман, Р.О. Хансен, Р.Л.К. Клейнберг; науч. ред. В.А. Ефремов. – Новосибирск: Академическое издание «Гео», 2012.

Оглавление

М.А. Abd Alla "2D inversion of VES data and Dipole-Dipole profile In Wadi El-Farigh area, Egypt"	4
Magdy Atya, Gad EL-Qady, Hatem Odah and Mohamed Abdel Zaher "Geophysical Investigation to evaluate groundwater Potentiality in Western Desert Back-Road, Minya, Egypt"	6
Magdy Atya, Olga Hachay, Oleg Khachay, El Said A. El Sayed "Estimating The Geotechnical Parameters From Csem Monitoring Data At The City Of 15th May, Egypt"	9
Olga Hachay, Magdy Atya, Hatem Odah and Oleg Khachay "Implementation of Planshet CSEM Survey to solve several complex geophysical near surface problems in Egypt; Case Studies"	11
Акимова Е.Н., Баженова А.В., Третьяков А.И. "Итерационные методы решения структурной обратной задачи гравиметрии"	15
Антонов В.А. "Оптимизация решений обратных геофизических задач методом приближений параболической вершины"	18
Баженов М.Л., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Левашова Н.М., Дж. Меерт, Федорова Н.М., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М., Сальманова Р.Ю. "Палеомагнетизм вендских осадочных пород ашинской серии Южного Урала"	23
Баталев В.Ю., Баталева Е.А. "Петрологическая интерпретация глубинных объектов в геоэлектрической модели Южного Тянь-Шаня"	26
Бахтерев В.В. "Высокотемпературная электропроводность гипербазитов Верблюжье-горского массива"	29
Беликов В.Т., Козлова И.А., Рывкин Д.Г., Юрков А.К. "Изменение структурных характеристик разрушающихся образцов горных пород в процессе образования аномалий объемной активности радона"	32
Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. "Эффективная технология для количественной интерпретации геофизических полей подводных вулканов Курильской островной дуги "	35
Бобровников Н.В., Петухова Ю.Б. "Особенности в электропроводности воды, выявленные в ходе экспериментов"	38
Быцань Е.Н. "Построение ядер интегральных уравнений с помощью реологических тел высокого ранга"	41
Бычков С.Г., Симанов А.А., Хохлова В.В. "Опыт использования современных процедур обработки высокоточных гравиметрических наблюдений"	44
Ваганова Н.В., Конечная Я.В., Морозов А.Н. "Организация мониторинга региональных и локальных сейсмических событий на базе Архангельской сети"	47
Вишнев В.С. "Об информационных параметрах в методе электроразведки блуждающими токами тяговой сети железной дороги"	50
Вишнев В.С., Дьяконова А.Г., Сурина О.В. "Результаты опробования метода электроразведки с использованием поля-помех электрифицированной железной дороги"	53
Володькова Т.В. "Интерпретация аэрогеофизических данных на массиве Кондер"	57
Воронцова Е.В. "Программный пакет для комплексного анализа вариаций электромагнитных полей, полного электронного содержания и записей сейсмических колебаний"	60
Глазнев В.Н., Горских П.П., Жаворонкин В.И., Котов А.Ю. "Новые данные об остаточной намагниченности скарново-магнетитовых пород Северного Урала"	63
Глатоленков А.И., Литовченко И.Н. "Признаки наведенной сейсмичности на Тянь-Шане и земном шаре"	66
Голованова И.В., Сальманова Р.Ю. "Учет влияния палеоклимата на распределение теплового поля в верхней части земной коры (на примере Южного Урала)"	71

Горнов П.Ю., Гильманова Г.З. "Геотермия окраинных морей и сопредельных территорий Востока Евразии"	74
Горностаева А.А., Демежко Д.Ю. "Изменение теплового баланса земной поверхности в период глобальной климатической перестройки на границе плейстоцена и голоцена: геотермические свидетельства"	77
Гуляев А.Н., Осипова А.Ю. "Районирование центральной части Уральского региона по величине наблюдаемой силы сейсмических сотрясений и магнитуд за период 1788-2010 г.г."	80
Гуляев А.Н., Осипова А.Ю. "Средне-Уральский сейсмодомен"	83
Гуляев А.Н., Осипова А.Ю., Колтышева Е.С. "Деформации земной коры Урала в фанерозое и современная сейсмичность региона"	86
Давыдов В.А., Носкевич В.В. "Изучение возможностей геофизических методов при обследовании железной дороги"	89
Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Коноплин А.Д., Глазачев И.В. "Тепловая активность горных пород - ее роль в геотермических процессах и метод измерений"	92
Джалилова М.Ф., Турапов М.К. "Современная геодинамика Северо-Ферганского разлома"	95
Долгаль А.С. "Подготовка рекомендаций по заверке гравитационных аномалий бурением"	97
Долгая А.А., Викулин А.В. "Patterns of spatial and temporal earthquakes distribution in the crust and upper mantle"	100
Домрочева Е.В. "Экологическое состояние природных вод Кузбасса на примере Нарыкско-Осташкинской площади"	103
Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И. "О связи нефтегазоносности недр с особенностями геодинамики верхней части литосферы"	106
Дрягин В.В. "Сейсмоакустическая эмиссия и проницаемость коллектора"	112
Дрягин В.В., Иванов Д.Б., Иголкина Г.В., Мезенина З.С. "О лабораторных исследованиях керна и создании интерпретационных моделей нефтенасыщенности по данным каротажа КСАЭ"	115
Дудин О.А., Долгаль А.С. "Локальное прогнозирование медно-никелевого оруденения на основе пространственно-статистического анализа геолого-геофизической информации"	118
Дучков А.Д., Соколова Л.С., Веселов О.В., Железняк М.Н., Горнов П.Ю. "Новое обобщение геотермических данных по территории Сибири и Дальнему Востоку"	121
Дьяконова А.Г., Сурина О.В., Вишнев В.С., Коноплин А.Д., Астафьев П.Ф. "Особенности глубинного геоэлектрического строения Среднего Зауралья"	124
Ершов В.В. "Мониторинговые наблюдения за температурой водогрязевой смеси в грифонах Южно-Сахалинского грязевого вулкана"	128
Жанибеков Б.О. "Геодинамическая обстановка формирования золотого оруденения в горах Бельтау (Центральные Кызылкумы)"	131
Зияудинов Ф.Ф., Хамидов Л.А., Артиков Ф.Р., Джумабаев И.М., Ядигаров Э.М. "Сейсмомониторинг для оценки состояния плотин при сейсмических колебаниях"	133
Зуй В.И., Мартынова О.А. "Использование геотермальных ресурсов в Беларуси"	136
Исаев В.И. "Мезозойско-кайнозойский климат Западной Сибири и геотермический режим нефтематеринских отложений. Обзор проблемы и постановка задачи"	139
Кашуба Г.О., Федорив Р.Ф. "Проблемы интерпретации результатов электротметрии скважин"	142
Кендирбаева Дж.Ж., Гребенникова В.В. «О взаимосвязи геотермических условий и геохимической обстановки Кыргызского Тянь-Шаня»	145
Кишман-Лаванова Т.Н. "Невероятностное описание априорной информации в обратной задаче гравиметрии"	148

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

Колтышева Е.С. "Сопоставление амплитуд деформации земной коры и геополей восточной части Восточно-Европейской платформы и Урала"	151
Конищев В.С. "Глубинное строение, палеогеодинамика, геотермия и нефтеносность Припятского палеорифта"	153
Копылова Г.Н., Болдина С.В., Сизова Е.Г. "Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах Камчатки в период землетрясения 28 февраля 2013 г., Mw=6.9"	156
Косарев А.М., Голованова И.В. "Региональный минимум теплового поля на Южном Урале как индикатор интенсивности процессов колчеданообразования в среднепалеозойских палеовулканических комплексах"	159
Кочнев В.А. "Обоснование тока кинематико-гравитационной модели геодинамо "	162
Кочнев В.А., Гоз И.В., Поляков В.С. "Проблемы сейсморазведки в условиях Восточной Сибири и опыт их решения"	165
Ладовский И.В., Бызов Д.Д. "Выбор плотности относимости для сложно построенных сред в задачах гравитационного моделирования"	168
Лисунов Е.В., Титов Е.М. "Результаты гравиметрических наблюдений во время сильных дальневосточных землетрясений"	173
Литовченко И.Н. "Взаимосвязь фрактальных структур сейсмичности с другими природными процессами"	176
Лобова Г.А. "Нефтегазоносность нижнеюрского резервуара Нюрольской мегавпадины (по геотемпературному критерию)"	179
Мартышко М.П., Бызов Д.Д. "О решении прямой задачи магниторазведки с учетом размагничивания для модели двухслойной среды"	182
Мартышко П.С., Пьянков В.А. "Отражение геотектонических процессов в параметрах магнитной модели земной коры Северного Урала"	185
Мартышко П.С., Пьянков В.А., Рублев А.Л. "Комплексное решение обратных задач магнитометрии и гравиметрии для реологических границ (на примере Башкирской аномалии векового хода)"	189
Мартышко П.С., Пьянков В.А., Рублев А.Л. "Сравнительный анализ различных методов трансформации геофизических полей"	192
Миндубаев М.Г., Демежко Д.Ю. "Моделирование свободной тепловой конвекции в буровых скважинах"	197
Мичурин А.В. "Функция локализации при решении трехмерных обратных задач гравиразведки"	200
Морозов А.Н., Иванова Е.В., Асминг В.Э. "К вопросу идентификации сейсмического события, произошедшего 28.03.2013 на территории Архангельской области"	203
Муравина О.М. "Методика создания петрофизической модели осадочного чехла Воронежского кристаллического массива и его обрамления"	206
Мухамадеева В.А. "Электромагнитный мониторинг на севере Киргизии: история и перспективы развития"	209
Немирович-Данченко М.М. "Возможности обнаружения трещиноватых зон в горных породах по данным сейсмоки на основе преобразования Прони"	213
Осипова Е.Н. "Плотность ресурсов баженовских нефтей Нюрольской мегавпадины (по результатам палеотемпературного моделирования)"	214
Парфенюк О.И. "Анализ условий формирования коллизионных гранитоидов на основе численного моделирования"	217
Пигулевский П.И. "Современная активизация докембрийских разломов (на примере украинского щита)"	221
Поливцев А.В. "Выбор сорбентов для полевых измерений потоков газов"	224
Поляк Б.Г., Киквадзе О.Е. "Устойчивость отношения ЗНЕ/4НЕ в подземных флюидах по глубине и во времени"	227

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

Поспеева Е.В., Витте Л.В., Потапов В.В. "Применение метода МТЗ в районах с новейшей тектоникой и сейсмической активностью (на примере Горного Алтая)"	230
Простолупов Г.В., Тарантин М.В. "Методы векторной гравиметрии при обработке наземно-подземной гравиметрической съемки"	233
Пьянков В.А. "Динамические особенности нейронных сетей и прогноз землетрясений (на примере аномалий радона)"	236
Пятаков Ю.В. "Решение прямой стационарной задачи геотермии для трехмерной неоднородной среды"	239
Пятаков Ю.В. "Решение прямой трёхмерной задачи гравиметрии для типового аппроксимирующего элемента с экспоненциально меняющейся с глубиной плотностью"	241
Ратушняк А.Н., Коноплин А.Д. "Индукционные частотные зондирования в обсаженных скважинах"	244
Сапожников В.М., Романов Р.С. "Электроразведка рудных залежей с помощью двух-электродной установки заряда"	247
Сарвартинов А.И., Сокол-Кутыловский О.Л. "Погрешность определения фазового угла между сигналами низкой частоты с накоплением и GPS-синхронизацией"	249
Семакин В.П., Кочергин А.В. "Глубинное строение рифтогенных впадин Охотского и Японского морей"	252
Семакин В.П., Кочергин А.В. "Глубинные факторы формирования неотектонических поднятий континентальных районов"	255
Сенин Л.Н., Сенина Т.Е., Бодулин А.П. "Инструментальное сейсмическое микрорайонирование дамбы горно-обогатительного комбината «Эрдэнэт» (Монголия)"	258
Стогний Г.А., Стогний В.В. "Особенности строения земной коры центральной части Алдано-Станового щита"	260
Тимофеев Д.Н. "Состав Земли в свете законов ядерной физики и химии"	263
Тимофеев Д.Н., Кочнев В.А. "Геологические доказательства газовой природы Тунгусского взрыва 1908г"	266
Тимохин А.В. "Металлометрическая Fe-, Al- и Mg- дифференциация оруденений при технологической оценке (геолого-геофизическая характеристика потенциала извлечения)"	269
Троянов А.К., Едигенов Б.А., Павловская С.Г., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Баженова Е.А., Вдовин А.Г. "Временная изменчивость сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважине Шаймерден"	276
Троянов, А.К. Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Вдовин, А.Г. Баженова Е.А. "Одновременные измерения сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважинах "	279
Турапов М.К., Дулабова Н.Ю., Жанибеков Б.О., Вахитов А.А., Сагдуллаев Ш.Х. "Напряженно-деформированное состояние гор Бельтау в золоторудном процессе (Центральные Кызылкумы)"	282
Фадеева Н.В., Цидаев А.Г. "Аномалия литостатических нагрузок верхней части литосферы Тимано-Печорской плиты"	284
Федорова О.И., Горшков В.Ю., Маликов А.В. "Комплексирование вертикальных и дифференциальных электрических зондирований при решении инженерно-геологических и геоэкологических задач"	288
Федорова Н.В., Носкевич В.В., Иванченко В.С., Бебнев А.С., Маликов А.В. "Магнитная съемка археологического памятника Сарым-Саклы"	292
Федорова Н.В., Рублев А.Л., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г. "Магнитная модель земной коры северо-восточной части Европы"	295

Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2013 г.

Французова В.И., Иванова Е.В., Конечная Я.В. "Мониторинг техногенной и естественной сейсмичности на записях заполярной станции «Амдерма» в составе Архангельской сейсмической сети"	298
Хамидов Л.А., Зиёмов Б.З., Фахриддинов Ж.Ф. "Сейсмотектоника зон слияния разломов западного Тянь-Шаня"	301
Хамидов Л.А., Шукуров З.Ф. "GPS измерения в Ферганском полигоне и смещение блоков Западного Тянь-Шаня"	304
Хамидов Л.А., Шукуров З.Ф., Зиёмов Б.З., Хамидов Х.Л., Ядигаров Э.М. "Хрупкое разрушение отделочных покрытий зданий в эпицентральной зоне Маржанбулакского землетрясения (26 мая 2013 года, M=6,2)"	307
Хасанов И.М., Муравьев Л.А. "Геофизический комплекс при поисках россыпных месторождений золота реки Дебин"	310
Хасанов И.М., Муравьев Л.А. "Зональность контактово-измененных пород по данным магниторазведки"	312
Хачай О.А. "Отражение процессов неравновесной двухфазной фильтрации в нефтенасыщенных неоднородных средах в данных активного электромагнитного индукционного мониторинга"	315
Хачай О.А. "Сценарий подготовки горных ударов в породных массивах под воздействием взрывов по данным сейсмического каталога"	318
Хачай Ю.В., Анфилогов В.Н., Антипин А.Н. "3D-модель эволюции тепловых неоднородностей в ядре Земли на этапе ее аккумуляции"	321
Хачай Ю.В., Хачай О.А., Миндубаев М.Г. "Количественные оценки уровня закритичности открытой системы на основе моделирования конвективных течений"	324
Христенко Л.А., Степанов Ю.И. "Интерпретация профильных электрометрических наблюдений, выполненных в пределах Верхнекамского месторождения солей"	327
Хуторской М.Д. "Геотермическое поле осадочных бассейнов – новые критерии прогнозирования нефтегазоносности"	329
Шаров Н.В. "Глубинное строение кристаллической коры восточной части Фенноскандинавского щита по данным ГСЗ, ОГТ, МОВЗ и бурение глубоких скважин"	334
Шварцман Ю.Г., Игловский С.А., Горшков Д.П. "Изучение приповерхностного геологического разреза методом георадиолокационного зондирования на Европейском Севере России."	337
Шестаков А.Ф., Горшков В.Ю. "Математическое моделирование аномалий магнитного поля от локальных объектов при дипольном индуктивном профилировании "	340
Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Дучков А.Д., Корсунцев В.Г. "Новые результаты мониторинга температуры в скважине Kun-1 остров Кунашир"	343
Юрков А.К., Козлова И.А. "Вариации объемной активности радона и акустической эмиссии при одноосном сжатии образца"	347
Якимчук Н.А., Левашов С.П., Корчагин И.Н. "Частотно-резонансная обработка данным дистанционного зондирования Земли: некоторые результаты апробации технологии при поисках углеводородов в Сибири"	350
Якимчук Н.А., Левашов С.П., Корчагин И.Н., Соловьев В.Д., Божежа Д.Н. "Новые геоэлектрические модели глубинного строения земной коры Западной Антарктики"	353
Нархов Е.Д., Сапунов В.А., Денисов А.Ю., Савельев Д.В., Федоров А.Л. "Магниторазведка места падения метеорита «Челябинск LL5» с помощью протонного квантового Оверхаузеровского магнитометра MMPOS-1gps"	356
Сапунов В.А., Денисов А.Ю., Савельев Д.В., Киселев С.Е., Савельев В.В. Нархов Е.Д., Федоров А.Л. "Бесконтактная магнитометрическая диагностика и дефектоскопия магистральных нефте-газопроводов с помощью квантового Оверхаузеровского градиентометра MMPOS-2gps"	358

Научное издание

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА,
ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ,
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ**
Седьмые научные чтения Ю.П. Булашевича

Материалы конференции

*Рекомендовано к изданию ученым советом
Института геофизики и НИСО УРО РАН*

Редактор Мартышко П.С.
Компьютерная верстка Рублев А.Л.

ISBN 978-5-7691-2377-1



9 785769 123771

НИСО УрО РАН № 29 (13)
Подписано в печать 01.09.2013 г. Формат 60x84 1/8
Усл. печ. л. 16.5, Уч.-изд. л. 16.5
Тираж 100 экз. Заказ № 401

620016 Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики УрО РАН

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620000, г. Екатеринбург, ул. Шаумяна, 83